

А.Н. Мотузка

БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра физической географии материков и океанов
и методики преподавания географии

Основы палеогеографии

(Курс лекций)

Минск
2003

1. ПРЕДМЕТ И ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Палеогеография – «описание древней Земли» (греческое название: палео – древний, гео – Земля, графия – пишу).

Палеогеография – пограничная наука и возникла на стыке нескольких научных систем: географии, геологии, биологии и истории.

Предметом изучения палеогеографии является история развития современной природы земной поверхности, среды существования человеческого общества и история взаимодействия природы и общества.

Это не единственное определение предмета палеогеографии, но оно простое и понятное и не предусматривает дискуссий, что, как правило, отвлекает, а не привлекает внимание специалистов к научным проблемам палеогеографии. Но при этом географ всегда должен помнить, что при любых палеогеографических исследованиях задачей географа по-прежнему остается объяснение современных черт природы поверхности Земли. Академик К. К. Марков писал: «Каждая черта современной природы земной поверхности имеет определенную давность, более и менее длительную историю своего развития. Объяснить законом верные черты современной природы земной поверхности совершенно невозможно, не установив историю ее развития».

Параллельно с определением предмета палеогеографии у географов существуют определения этой науки у геологов. Академик Д. В. Наливкин создал учение о фациях – древних ископаемых ландшафтах, в связи с чем дал следующее определение: «Учение о фациях является естественным введением в палеогеографию – науку, имеющую своей целью восстановить распределение морей и суши, воссоздать ландшафт и весь облик земной поверхности, какой она имела в минувшие геологические эпохи». Академик Н. М. Страхов в БСЭ в 1955 г. так определил палеогеографию: это «наука, изучающая географическую обстановку, существовавшую на поверхности Земли в древние геологические эпохи». Палеогеография в геологии – часть исторической геологии, которая изучает географическую ситуацию отдельных отрезков геологической истории для понимания закономерностей формирования и распределения геологических объектов определенного времени. Л. Б. Рухин, автор учебника «Основы общей палеогеографии» отметил, что объекты изучения для палеогеографических целей одни и те же и для геологов, и для географов. Но геолог

изучает палеогеографию безотносительно к объяснению современных географических условий. Географ же должен помнить слова М. В. Ломоносова о том, что «...древняя география с нынешнею снесенная», т. е. географ изучает древнюю географию (палеогеографию) для понимания современной. Л. Б. Рухин считает, что палеогеографию у географов следует называть «историческое землеведение». Но расхождения между понятием «историческое землеведение» и «палеогеография» являются в большей мере терминологическими, чем смысловыми. Содружество геологов и географов полезно для палеогеографии, ибо палеогеография не только **ПАЛЕО**география, но и палео**ГЕОГРАФИЯ**.

Каково же значение палеогеографии для географии?

1. Вне палеогеографии география сама не является наукой, ибо объяснить закономерные черты современных геосистем совершенно невозможно, не установив историю их развития.

2. Палеогеография позволяет применять и разрабатывать в географии исторический метод исследования.

3. Изучение прошлого развития геосистем помогает разрабатывать прогнозные варианты будущего геосистем.

4. Палеогеография требует от географа изучать достижения смежных наук, что позволяет географу знакомиться со многими идеями современного естествознания.

Например, идея И. Канта, что поверхность Земли высыхает, имела практическое значение – стоит ли орошать территорию Средней Азии? Не представляют ли засухи прогрессирующего явления и не являются ли земледельческие районы Европейской России обреченными районами? Всегда ли ксерофитная растительная формация существовала там же, где и теперь? Наступает ли степь на лесные районы? Будет ли борьба человека с засухой борьбой с наступающей враждебной стихией?

Палеогеографической является также и проблема освоения Северного морского пути. Потепление Арктики сколько времени будет длиться? Всегда ли Арктика была льдистой? Сколько времени длятся теплые и холодные периоды?

Разрыв зоны широколиственных лесов умеренного пояса Евразии также имеет отношение к палеогеографии. Когда он произошел? Это явление ритмичное или прогрессивное?

Палеогеография отвечает и на такие вопросы: какой возраст экваториальной природной зоны? Какие элементы составляют эту зону? Почему зона расположена в Палео- и Неотропиках?

В компетенции палеогеографии и такие вопросы: где и когда появился человек? Как он изменял лик Земли? Какие ресурсы природы использовал? Как создавался этнос?

Место палеогеографии в системе географических наук. Если предметом палеогеографии является описание древнего лика Земли и его изменение во времени, то в системе географических наук предмет палеогеографии разделяется на части, главные из которых пять:

1. Развитие природных систем (взаимодействие с физической географией), которые часто некоторые исследователи считают палеогеографией в целом.

2. Развитие социально-экономических систем (связь с экономической географией), которые обособляются в последнее время в историческую географию.

3. Развитие интегральных геосистем (взаимодействие природных и социально-экономических систем), которые больше примыкают к исторической географии.

4. Палеогеографическое картографирование (природное, социально-экономическое, интегральное).

5. Методы палеогеографических исследований (географические, биологические, геологические, исторические), отдельно формируется палеогеографический метод исследования в географии, который пронизывает всю систему географических наук, и методы, изучающие отдельные сферы Земли:

- а) палеогеография литосферы,
- б) палеогеография атмосферы,
- в) палеогеография гидросферы,
- г) палеогеография биосферы,
- д) палеогеография антропосферы.

Из перечисленных методов формируются отдельные палеогеографические направления – палеогеоморфология, палеоклиматология, палеогидрология (палеопотамология, палеолимнология), палеоботаника, палеозоология, археология, историческая география.

Основной принцип палеогеографии – это принцип диалектического и исторического материализма единства пространства и времени, который хорошо представляется матричной формой.

Для палеогеографии существует и играет большое значение фактор времени. Чем древнее события, тем меньше сведений сохраняется о них, тем выводы более общие. Специалист оперирует там десятками и сотнями миллионов лет. Чем ближе к современности, тем периоды сокращаются, исследователи могут выявить детали и оперируют сотнями и десятками тысяч лет, а в голоцене и в новейшее время возможны выводы в несколько десятков, сотен лет.

Второй принцип палеогеографии – синхронность и метахронность развития процессов. Зная и выявляя общую тенденцию в развитии, географ постоянно должен помнить, что проявление процессов носит местный характер.

Третий принцип – принцип комплексности. Прямых свидетельств о том или ином событии в прошлом мало. Основная информация – это косвенные материалы, которые связаны между собой.

Четвертый принцип – принцип актуализма. Палеогеограф опирается на современные знания о взаимодействии географических процессов и переносит их на прошлое. Но это не всегда так, поэтому принцип требует корректного применения.

История палеогеографии тесно связана с общенаучной проблемой происхождения и развития материального мира, которая окончательно утвердилась в науке с разработкой теории диалектического и исторического материализма в середине XIX в. До этого времени палеогеографические идеи возникали в разное время и под давлением со стороны идеалистических теорий исчезали, чтобы возродиться опять. Так, античный историк и географ **Геродот** из Галикарнаса (490–424 гг. до н. э.), который много путешествовал и собрал большой фактический материал, объяснил развитие долины Нила, используя местоположение городов. Все античные ученые были убеждены, что весь материальный мир произошел от реальных процессов – от огня, из камня, из воздуха и т. д. Греческий ученый **Страбон** из Амассии (63/64 г. до н. э. – 23/24 г. н. э.) ввел в географию исторический принцип. В Средневековье выдающийся ученый, философ, врач и музыкант **Ибн Сина** (латинизированное **Авиценна**) (ок.980 – 1037 гг.) писал о денудационных процессах, о выработке долин крупными реками Центральной Азии, о непрерывном разрушении горных стран. Он указывал на то, что горы начинают стачиваться в процессе воздымания и что этот процесс идет непрерывно. Великий хорезмский ученый **Бируни**, который в XI в. написал труд об Индии, отмечал также характер

эрозионных процессов в горах, указал на сортировку аллювия и на находки раковин моллюсков высоко в горах.

Актуализм был во многих проявлениях, но не стал самостоятельным методом исследования. И лишь только в XVII и XVIII вв. идеи развития мира начинают дискутироваться в научных кругах в связи с развитием естествознания. **Р. Декарт** (1596–1650) и **Ф. Бэкон** (1561–1626) создают философию метафизики и открывают путь систематизациям и классификациям (**К. Линней**). Одновременно (1669) **Николай Стенон** (датчанин **Нильс Стенсен** (1638–1686)) формирует основной принцип стратиграфии – смена физико-географических условий – и выполняет историко-геологические реконструкции, выделяя шесть эпох.

В середине XVIII в. сразу несколько ученых формулируют идею развития объектов материального мира. Среди них был **М. В. Ломоносов** (1711–1765), который в работе «О слоях земных» (1763) написал: «И впервых, твердо помнить должно, что видимые телесные на Земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены, что показывает История и древняя География, с нынешнею снесенная...». М. В. Ломоносов высказывает идею о происхождении почв, о существовании теплого климата в северных широтах по находкам костей слонов, впервые употребляет термин «древняя География» (палеогеография – греческий термин), описывает образование гор, движения уровня океана и т. д.

В 1749 г. **Жорж Луи Леклерк де Бюффон** (1707–1788) и в 1755 г. **Иммануил Кант** (1724–1804) высказывают космогонические концепции, базирующиеся на законе всемирного тяготения. И. Кант вводит в науку идеи диалектического материализма и разрабатывает представление о непрерывной и длительной эволюции Земли. Это послужило толчком к палеогеографическим исследованиям на базе материализма. В конце XVIII в. шотландец **Джеймс Геттон** в работе «Теории Земли» (1795) изложил идею униформизма, в соответствии с которой законы эволюции Земли неизменны во времени. Это позволяло пользоваться принципами актуализма и переносить известные современные процессы на древние. Основоположником актуализма стал немецкий естествоиспытатель **Карл Гофф**. Однако материалистические идеи палеогеографии сдерживались взглядами И. Канта и особенно Жоржа Кювье. И. Кант, выдвинувший впервые в науке мысль о Вселенной как о

развивающейся материальной системе, в географических работах отходит от этой идеи и утверждает, что география должна заниматься изучением единовременных условий. Авторитет И. Канта был огромен, отчего и пострадала палеогеография.

Жорж Кювье (1769–1832), последователь К. Линнея, утверждал в науке постоянство биологических видов и считал, что наука должна регистрировать, классифицировать и описывать. Он вводит в исследование неправильное понимание геологической истории природы, прерывающейся глобальными катастрофами, причины которых непознаваемы. Возникла теория катастрофизма, которая также затормозила развитие палеогеографии.

Возражения взглядам И. Канта и Ж. Кювье на палеогеографию последовали со стороны английского ученого **Чарльза Лайеля** (1797–1875). Начиная с 1830 г. 12 раз выходил его труд «Основы геологии, или Попытка объяснить древние изменения поверхности Земли действующими и сейчас процессами». В России эта работа вышла под названием «Основные начала геологии, или Новейшие измерения Земли и ее обитателей Чарльза Лайеля». С течением времени и до сих пор ученые этот труд именуют проще: «Принципы геологии». Ч. Лайель, опираясь на учение униформизма, разработал принцип, что геологическая история обладает преемственностью, имеет целостность и проявляется в современных процессах. Постепенно развиваясь, процессы приводят к изменениям поверхности Земли. Ч. Лайель завершает развитие униформизма и актуализма Д. Геттона, К. Гоффа, Ж. Ламарка.

На смену актуализму приходит в середине XIX в. эволюционизм. Теорию эволюции связывают с именем англичанина **Чарльза Дарвина** (1809–1882). Но до Ч. Дарвина ученые уже смогли собрать большой материал по вопросам необратимости развития Земли. Еще М. В. Ломоносовым было внесено в Устав Московского университета (1755) обязательное изучение учащимися новой науки – натуральной, или естественной, истории. В 1788 г. Московский университет издавал журнал по натуральной истории. В университете был кабинет натуральной истории. В 1805 г. при Московском университете было образовано Общество испытателей природы, которое существует и поныне. Оно считало, что главной задачей его является усовершенствование сведений по естественной истории. Наиболее ярким представителем натуральной истории в Московском университете был **К. Ф. Рулье** (1814–1858). Он писал: «И Земля, как все действительно существ-

вующее, имеет свою историю, которая здесь, как и везде, показывая осложнение или нарастание явления, есть единственный и неисчерпаемый источник для изучения существующего». Он разработал идеи фенологии (сезонных изменений), а также изменения животного мира Подмосковья в геологическом прошлом, образования материковых покровных ледников, пытался объяснить происхождение твердой земной оболочки, суши, морей, атмосферы.

В Юрьевском (Тартусском) университете идеи развития природы разрабатывал **К. М. Бэр** (1792–1876). В работах «История развития животных», «О развитии жизни на Земле», К. М. Бэр утверждал, что живые организмы в своем геологическом развитии усложняли свое строение, что зависело от общего развития природы.

В Петербурге в Горном институте и университете в курсе геологии картину естественной истории Земли, появления и развития жизни на ней излагал профессор **Д. И. Соколов** (1788–1852).

Итак, натуральная, или естественная, история как отрасль науки и как учебная университетская дисциплина представляла собой синтез биологии, геологии и физической географии, в основе которого лежит эволюционный взгляд на природу. Окончательно идеи эволюционизма были разработаны англичанином Чарльзом Дарвиным в его работе «Происхождение видов» (1859).

Впервые термин «палеогеография» был употреблен **Н. А. Головкинским** в 1870 г. на 17-м заседании общества естествоиспытателей при Казанском университете, но широкое распространение в русской науке оно получает в конце XIX в. благодаря **А. П. Карпинскому**, который издает в 1887 г. труд «Очерк физико-географических условий Европейской России и минувшие геологические периоды». Одновременно в Западной Европе появляются труды австрийского геолога **Эдварда Зюсса** – «Происхождение Альп» (1875) и «Лик Земли» (1883–1909). Эти труды двух ученых, которым все палеогеографы не только отдадут дань уважения, но которыми они продолжают пользоваться, являются классикой палеогеографии.

После этих работ на границе XIX и XX вв. было сформулировано мнение, что палеогеография представляет собой самостоятельную отрасль знания. Эту мысль высказывали и обосновывали **Мельхиор Неймар** («История Земли», 1902), **И. Д. Лукашевич** («Неорганическая жизнь Земли: Основы землеведения», 1908–1911) и **Эдуард Даке** (1915).

Определенный вклад в этот процесс внесли научные исследования **П. А. Кропоткина, А. Пенка, Дж. Гейки, Л. С. Берга, В. Н. Сукачева, И. Д. Черского** и др.

После этого палеогеография начинает активно развиваться благодаря трудам **В. И. Вернадского, Н. М. Страхова, Чарльза Брукса**, академиков-географов **И. П. Герасимова** и **К. К. Маркова, В. А. Обручева, А. А. Величко**.

В 1963 г. в МГУ была открыта первая кафедра палеогеографии, которую возглавлял академик **К. К. Марков**. В 1964 г. в МГУ впервые начал читаться учебный курс «Основы палеогеографии», а в 1968 г. была создана научно-исследовательская лаборатория по изучению палеогеографии плейстоцена.

Начинают выходить научно-методические руководства и учебные пособия:

1. Марков К. К. Палеогеография. М., 1960.
2. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1962.
3. Дашкевич З. В. Палеогеография. Л., 1969.
4. Веклич М. Ф. Основы палеоландшафтоведения. К., 1990.
5. Вронский В. А., Войткевич Г. В. Основы палеогеографии. Ростов н/Д, 1997.
6. Шопф Т. Палеоокеанография. М., 1982.

Все более значимой становится роль палеогеографии в географических исследованиях. Однако если геологи смогли доказать самостоятельность палеогеографии в геологии, то, к сожалению, с полной уверенностью это нельзя сказать о географах в начале XXI в. Ибо палеогеография только в 1999 г. вошла в учебный план географического факультета Белорусского государственного университета.

2. ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеогеография в отличие от общего землеведения и ландшафтоведения не имеет возможности проводить непосредственные инструментальные измерения и наблюдения. В своих исследованиях палеогеограф опирается на изучение материальных свидетельств, несущих информацию о природных условиях прошлых геологических эпох. Носителями информации выступают рельеф, осадочные горные поро-

ды с содержащимися в них включениями остатков флоры, фауны, жизнедеятельности человека, коры выветривания, погребенных почв, следы тектонических движений, а также современные климат, почвенно-растительный покров, животный мир и в целом ландшафты. Веклич М. Ф. по этому поводу отметил в 1990 г., что палеогеографическими документами могут быть конкретные объекты (палеогеографические памятники) и следы былых процессов (палеогеографические индикаторы).

Материальные свидетельства палеогеографических условий (палеогеографические памятники)

1. Рельеф и его морфологические показатели.

Уильям Моррис Дэвис еще в прошлом веке предложил новый метод изучения рельефа – изучение влияния геоструктур на формирование процессов, вырабатывающих современные формы рельефа. Вальтер Пенк после У. М. Дэвиса создал представление о генетических типах рельефа. Академик К. К. Марков ввел в науку метод геоморфологических уровней, а академик И. П. Герасимов выделил три генетические категории форм рельефа, которые впитали в себя все многообразие рельефа, – геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры.

Рельеф дает возможность оценить палеоклимат – ледниковые формы рельефа и похолодание климата (температурный режим), водные формы рельефа и характер атмосферных осадков (тип климата), эоловые формы и характер ветров, особенности температуры воздуха, атмосферных осадков и пр.

2. Осадочные горные породы относятся к геологическим памятникам палеогеографии. С их изучения началась палеогеография.

Осадки – важнейший источник информации о географии прошлого, в т. ч. развитии рельефа. В вещественном составе отложений запечатлеваются одновременно признаки, унаследованные от прошлых этапов осадконакопления, свойства, связанные с генетической неоднородностью отложений, изменения среды, особенности географической неоднородности условий во времени и пространстве. Остатки фауны, флоры, археологический материал, содержащийся в отложениях, свидетельствуют о растительном и животном мире прошлого, климате, возрасте отложений, а следовательно, ландшафтах того времени, в котором они формировались, и, наконец, эволюции человеческого общества. Особенности и свойства отложений позволяют выяснить

зависимость их признаков от физико-географической обстановки накопления.

В этом смысле важнейшим объектом изучения должна быть фация осадка. Фация – это не только литологическая структура. В фацию кроме самого осадка включаются палеозоологические, палеоботанические и археологические остатки, характеризующие особенности тех или иных отложений и помогающие восстановить среду осадконакопления. В фации в наиболее целостном виде сохраняются признаки природных условий осадконакопления отдельных этапов истории данного региона. Подобно тому как фация современного ландшафта представляется элементарной единицей физико-географического комплекса, так осадочная фация может служить элементарной «ячейкой памяти» Земли о прошлом. Однако в осадочных фациях сохраняются не все признаки ландшафтной обстановки прошлого. Некоторые компоненты природы в ископаемом состоянии не оставляют следов, поэтому при палеогеографических реконструкциях необходимо внимательно и максимально возможно исследовать все свойства и признаки фаций как неполного слепка с ландшафта прошлого и пытаться косвенно восстановить все утраченные элементы, незаполненные в «ячейке памяти».

3. Современные ландшафты являются третьей группой палеогеографических памятников. Представление о ландшафте как сложной пространственно-временной системе позволяет по особенностям структуры современных ландшафтов судить об их генезисе и возрасте, своеобразии изменения за геологическое время и выполнять на этой базе палеогеографические реконструкции.

Николаев В. А., профессор МГУ, впервые разработал принципы эволюционного ландшафтоведения и временной полиструктурности ландшафтов. Идея состоит в том, что на базе ретроспективного анализа морфологической структуры современных ландшафтов (метод реликтов) теснейшим образом связать их прошлое с настоящим и тенденциями развития в будущем.

Коломыц Э. Г. видит в эволюционном ландшафтоведении изучение возникновения и развития ландшафтных связей, закономерностей формирования и механизма разных способов взаимодействия природных компонентов.

Малашенков В. Ю. в эволюционном ландшафтоведении предлагает идею геоформаций и формационного анализа, которые позволяют

отвечать на вопросы не только прошлого современных ландшафтов, но и будущего их развития.

Все это будущая структурная единица палеогеографии – палеоландшафтоведение, или историческое ландшафтоведение.

4. Другие источники. Как правило, это единично встречающиеся объекты, т. к. в силу своей специфики они образуются и сохраняются не так часто. Но они имеют огромное значение для палеогеографии, ибо дают характеристику некоторым компонентам палеоландшафтов. О таких палеогеографических памятниках в свое время очень точно говорил Ч. Лайель: «... природа совсем не имеет склонности повсюду и во все времена писать свои автобиографические мемуары». К ним относятся: ископаемые почвы, древние торфяники, различные деформации литослоев, захоронения остатков животных и растений, археологические объекты, отпечатки животных и растений или их морфологических частей, строматолиты – минеральные образования жизнедеятельности организмов (цианей и бактерий).

По присутствию объектов живой природы геологическая история делится на две части – фанерозой (длится 570 млн лет) и криптозой (длится почти 4 млрд лет). Это деление предложили в 1930 г. американский геолог Чарлз Шухер и англичанин С. Чедвик. В фанерозое (от греч. «фанерос» – очевидный, четкий и «зое» – жизнь) во всех отложениях встречены окаменелые остатки организмов. В криптозое (от греч. «криптос» – скрытый) встречены только строматолиты, самые древние из которых найдены в докембрийских отложениях (формация Варравуна) Западной Австралии. Их возраст 3,5 млрд лет.

Кроме материальных объектов могут быть еще следы различных процессов, или палеогеографические индикаторы (по М. Ф. Векличу).

Существуют индикаторы параметров водных объектов, палеоклиматов, жизнедеятельности организмов, состава атмосферы и др.

В последнее время быстро развивается органическая геохимия, с помощью которой можно обнаружить в геологических слоях наличие органических соединений – углеводов, жиров и аминокислот. Даже если не обнаружены отпечатки живых организмов, но в осадках есть органические соединения, можно уверенно говорить о наличии жизни в тот или иной период геологической истории. Углерод биогенного (фотосинтетического) происхождения был обнаружен в филлитовых сланцах системы Онвервахт в Южной Африке, возраст которых 3,44 млрд лет.

Следы палеогеографических процессов изучают по составу изотопов. Изотоп углерода C^{14} дает представление об абсолютном возрасте, C^{12} – о наличии растений, C^{13} – о присутствии карбонатов. Соотношение изотопов $O^{16}/_{18}$ говорит о температуре воздуха. Геологический возраст определяют по изотопам K, Arg, U, Th, Rb и т. д.

Магнитные свойства Земли в прошлые эпохи фиксируются по разнице намагниченности железистых минералов.

Проблемы палеогеографических интерпретаций. Интерпретация (лат. *interpretatio* – разъяснение, истолкование) трактуется как толкование, раскрытие смысла чего-либо, разъяснение.

Дэвид Харвей (1974) отметил, «... что цель объяснения состоит в том, чтобы сделать неожиданный исход ожидаемым, свести странное явление к такому, которое кажется естественным или нормальным».

В связи с этими определениями становится ясно, что палеогеограф должен излагать свои идеи, ориентируясь на понятные всем современные процессы. Но именно с этим моментом и возникают основные проблемы палеогеографических интерпретаций.

1. Не всегда принцип актуализма и униформизма применим к палеогеографическим процессам. Они похожи, но не идентичны современным процессам. Теорию аналогий и сравнений к палеогеографическим материалам нужно применять корректно, помня, что полных аналогий в реальном мире нет.

2. Вторая проблема состоит в том, что не всегда геологическая летопись полная, как выразался справедливо Ч. Лайель: «... природа совсем не имеет склонности повсюду и во все времена писать свои автобиографические мемуары». Существуют значительные пропуски во времени и палеогеограф должен сознательно идти на определенные предположения, допущения, домыслы, не подкрепленные конкретным материалом. В этом случае речь может идти о палеогеографических гипотезах.

3. Третья проблема заключается в особенностях исторического развития географической оболочки. Академик К. К. Марков установил, что географическая оболочка имела закономерности в своем развитии. Это направленность, ритмичность, синхронность и метахронность. Последнее свойство – метахронность – является проблемой для палеогеографии, ибо одни и те же события в развитии природы на разных территориях могли проходить в разное время. Поэтому проблема корреляций палеогеографических событий требует особых до-

казательств. Примером могут быть материковые оледенения Земли в разное время.

Как решаются эти проблемы? Академик Марков К. К. (1969), рассуждая о незаполненных «ячейках памяти» (фациях), отметил, что в связи с этим возникает необходимость сбора «сравнимых данных и притом разного рода, придерживаясь определенной системы (но, конечно, не шаблона)». Иначе говоря, следует применять сопряженную методику при изучении палеогеографических процессов.

Сопряженный анализ был разработан в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии на географическом факультете МГУ. Он позволил, используя сочетание параллельно различных методов, восстанавливать палеосреду и ландшафты прошлого. Сопряженный метод мог выявить возрастные особенности процессов и степень их отклонения от современных. Кроме того, с помощью различных методов можно было восстанавливать пропуски в исторической линии развития мира.

Вторым источником решения проблем интерпретации стало абсолютное и относительное датирование геологических пород. Это позволяло решать проблемы метахронности.

В последнее время в палеогеографии применяется моделирование. Пространственно-временные модели могут восполнить в определенной мере палеогеографические пропуски, отметить метахронность развития природы и определить степень погрешности принципа актуализма.

Методы палеогеографических исследований. Палеогеография по роду своей деятельности решает три задачи:

1. Реконструкция исторического среза – палеогеографические реконструкции.
2. Объяснение современного состояния геосистем.
3. Прогнозирование будущего состояния геосистем.

Но все эти задачи решаются на основании материалов, добытых разными методами из палеогеографической фации. Каплин П. А. и Судакова Н. Г. (1987) предлагают схему структуры методов при палеогеографической трактовке фации.

В этой схеме отражены основные (общие) и второстепенные (частные) палеогеографические процессы и методы, которые их изучают. Основные (общие) синтезирующие факторы отмечены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Синтезирующие факторы и палеогеографические свойства

Факторные процессы (общие) синтезирующие	Проблема	Палеогеографические свойства
Ландшафтно-зональные	I	Географическая изменчивость
Динамико-генетические	II	Фациально-генетические
Провинциально-геологические	III	Унаследованность
Историческое развитие	IV	Эволюция

Четыре палеогеографических свойства фации раскрываются четырьмя общими синтезирующими методами:

- 1) структурно-генетический и анализ реликтов (палеоландшафтный);
- 2) фациально-генетический;
- 3) актуализма;
- 4) диахронический (эволюционный) - периоды, их продолжительность, повторяемость.

В каждом общем методе существует группа частных аналитических методов, раскрывающих свойства палеогеографических факторов. Частных методов больше, чем общих, и к ним относятся: 1) физико-географическая группа; 2) литологическая группа; 3) геологическая группа; 4) геоморфологическая группа; 5) геохимическая группа; 6) геофизическая группа; 7) палеонтологическая группа; 8) археологическая группа.

Участие каждой группы методов в изучении палеогеографических аспектов неодинаково. Степень самостоятельности частных методов в палеогеографии выражается прежде всего в том, насколько полно они позволяют выявить развитие во времени свойство фации и ее изменчивость в географическом пространстве. Кроме того, принимается во внимание «чувствительность» специальных методических приемов к изменчивости признаков и уровень методической разработки их интерпретации.

Разработанная выше понятийная модель осадкообразования показывает последовательность решения важнейших палеогеографических проблем благодаря набору рационально сочетающихся методов. Система различных методов обеспечивает полноту получаемых палеогеографических материалов, их взаимный контроль и сравнимость выводов. В зависимости от целей изучения природных условий района

выбирается набор необходимых методов исходя из возможной информативности методов (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Информативность палеогеографических методов

Методы, виды анализа и приемы		Палеогеография	Стратиграфия	Корреляция	
Общие	Сравнительно-географический	xx		x	
	Актуалистический	x			
	Фациально-генетический	xx	x	x	
	Эволюционный	x	x	x	
Частные методы	Геоморфологические	xx	x	x	
	Геофизические	x	xx		
	Археологические	xx	xx	x	
	Исторические	xx	xx	xx	
	Литологические: текстуры гранулометрия минералогия петрография	xx			
		x	x	x	
		xx	xx	x	
		x	xx	x	
	Геохимические: органическое вещество валовый химический состав палеопочвенный	xx	x		
		x	x		
		xx	x		
	Физико-химические: абсолютное датирование палеомагнитный изотопно-кислородный			xx	xx
		x	xx	xx	xx
		xx	xx	xx	xx
	Палеоботанический: спорово-пыльцевой диатомовый карпологический	xx	xx	x	
		xx	xx	x	
		xx	x	x	
Палеофаунистический: крупные млекопитающие мелкие млекопитающие малакофауна микрофауна насекомые рыбы птицы земноводные, рептилии	xx	xx	xx	xx	
	xx	xx	x		
	xx	xx	xx	xx	
	xx	xx	xx	xx	
	xx	x			
	xx	x			
	x				
	xx	x	x		

xx - самостоятельное значение метода;

x – вспомогательное

Поскольку палеогеографические исследования очень сложны, необходимо четко сформулировать интересующие ученого проблемы, порядок их выполнения и структуру методов для решения поставленных проблем. Например, для решения палеогеоморфологических особенностей какой-либо территории необходимо решить следующие проблемы:

1. Установить питающие и терригенные провинции.
2. Выявить динамические формы литогенеза.
3. Восстановить ландшафтно-географические условия осадконакопления и гипергенеза.
4. Проанализировать историческое развитие природного комплекса.
5. Создать стратиграфические построения.

Затем создается матрица разрешающей способности методов комплексного анализа (в данном случае литологического) (табл. 1.3):

Таблица 1.3

Выбор методов для решения геоморфологических проблем

Методы, виды анализа и приемы исследования		Питающие провинции	Генезис	Палеогеографические реконструкции	Стратиграфические построения	
					расчленение	корреляция
Общие	Сравнительно-географический			xx		
	Фациально-генетический		xx	xx	x	x
	Актуалистический			x		
	Эволюционный			xx	xx	
Частные	Геоморфологические		xx	xx	x	
	Литологические:					
	текстуры		xx	xx		
	физико-механические свойства		xx			
	гранулометрия	x	x	x	x	
	минералогический:					
	терригенных минералов	xx	x	x	x	xx
аутигенных		xx	xx			
глинистых	xx		xx	xx		
петрография	xx		x	xx	xx	
Геологические	xx				xx	xx

Методы изучения древнего рельефа суши. Формы рельефа относительно редко сохраняются в ископаемом состоянии. Среди таких

чаще встречаются речные долины, озерные котловины, конусы вулканов, дюны, горные хребты и пр. Реконструкция древнего рельефа производится на основе анализа фаций и формаций с помощью общих и частных методов палеогеографии.

Прежде всего устанавливается область сноса материала, т. е. область активной денудации отложений. С помощью гранулометрического анализа изучается смена фаций по площади; чем ближе к области сноса, тем более механический состав породы становится грубым и хуже отсортированным. Осадки глинистые, сменяются песчаными, галечными, валунистыми, обломочными. Окатанность их уменьшается. Иногда изменяется степень окраски. Меняется состав фауны – глубоководные, мелководные, прибрежные, наземные виды. По этим признакам реконструируется береговая линия, характер рельефа – горный или равнинный. Горный рельеф имеет большую мощность отложений во впадинах, часто грубообломочный и с быстрой сменой фаций. Равнинный рельеф характеризуется малыми мощностями, однородным составом фаций, постепенной их сменой.

О высоте древнего рельефа судят по уклонам аллювиальных отложений. Современные равнинные реки имеют уклон 0,4–4 м, горные – 1–10 м и до 100 м на один километр длины. Зная площадь распространения древнего аллювия (длина), можно примерно оценить высоту рельефа по формуле: $\Delta h = \frac{L}{h}$, т. е. уклоны (Δh) равны высоте, делимой на длину. Отсюда $h = \Delta h \times L$. Но всегда нужно иметь в виду еще два положения – палеотектонику и палеоклимат, т. е. нужно взглянуть на логическую модель палеофации. Палеогеоморфология очень тесно связана с практикой поиска россыпных полезных ископаемых – золота, платины, алмазов, полиметаллов.

Методы изучения древних водоемов. В основном используются органические и геохимические методы в сочетании с литологическими. Изучаются моря и озера.

Береговая линия реконструируется с помощью фациального анализа, а также характерных для побережий форм рельефа – береговые валы, дюны, остатки волнобойных уступов.

Рельеф дна древних водоемов можно оценить по наличию рифовых комплексов, подводных оползней, изменению гранулометрического состава донных осадков, изменению площадей органических остатков (ареалов).

Данные о глубине водоема (до 10–15 м) дает гранулометрия. Там, где прибрежная зона подвержена воздействию прибоа, формируются грубозернистые, галечные, плохо сортированные материалы. На литорали (глубиной менее 30 м), где наблюдаются приливы и отливы, характерны знаки ряби и песчаные волны. В этих же глубинах можно наблюдать и вынос реками илистого и песчаного материала. Более глубокие места водоемов (> 30–100 м) сложены глинистыми и кремнистыми породами, неслоистыми с остатками планктонных организмов (живших в толще воды – акул, рачков, аммонитов, белемнитов и пр.). Глубоководные однотипные осадки встречаются на разных глубинах, это зависит от размеров водоема. По данным Страхова Н. М. (1963), алевроиты в океанах формируются с глубины 75–100 м, в Черном море – 15–25 м, а в Балхаше – всего с 2–3 м. Геохимия и минералогия железистых (аутигенных и глинистых) минералов позволяет определить относительные глубины. Так, у самого берега образуется детритовый гетит, а с удалением от него – шамозит, глауконит.

Однако наиболее точно относительные глубины определяются палеонтологическими материалами. Так, наличие в геологических отложениях остатков донных водорослей является показателем мелководья, не превышающего глубину 50–70 м, так как на большей глубине не возможен фотосинтез. Коралловые постройки формируются на глубине 40–60 м. На мелководье живут моллюски с массивными раковинами. С глубиной увеличивается количество планктонных форм и сокращается количество донных, скелет которых становится хрупким. В отложениях сохраняются зубы акул, скатов, рыб, рачков, аммонитов и пр.

Определение солености производится по составу хемогенных осадков и органическим остаткам. По мере увеличения солености вод в морях происходит последовательное выпадение хемогенных осадков: карбонат кальция – карбонат магния – сульфаты – галиты. В морях с нормальной соленостью (около 35⁰/₀₀) обитали кораллы, радиолярии, головоногие моллюски, морские ежи и лилии, большинство фораминифер. В бассейнах с пониженной соленостью (20–25⁰/₀₀) широко распространялись брахиоподы, гастроподы, остракоды и харовые водоросли.

О газовом режиме вод судят по присутствию соединений железа и марганца, которые имеют переменную валентность. Окислительная

среда дает наличие гематита и фосфатов, а восстановительная – присутствие сульфидов железа, марганца, цинка и свинца.

Температурный режим вод определяют по фациям-индикаторам, остаткам организмов и с помощью изотопно-кислородного анализа.

Признаками теплых водоемов служат: мощные толщи известняков, доломитов, железа, марганца, соленосные фации, остатки кораллов и граптолитов. В холодных водоемах отлагались кремнистые и гляциально-морские осадки с комплексами холодолюбивых морских организмов (фораминиферы, моллюски, остракоды, диатомовые водоросли). Бентосные фораминиферы и двустворки имеют крупные раковины в холодных условиях.

Особенно достоверные данные о древних водоемах дают диатомовые водоросли, которые освоили все экологические ниши в водоемах Земли.

Методы восстановления климатов прошлого. Показателями теплого и влажного климата служат: высокая степень выветрелости континентальных отложений и глубокое их химическое разложение; образование красноцветной коры выветривания; ископаемые почвы (красноцветы, желтоземы, красноземы); преобладание биогенного карбоната накопления перед хемогенным в водоемах; месторождения бокситов, каолинов, каменных углей.

Признаками холодного климата являются: малая мощность коры выветривания; слабая степень химического разложения отложений; присутствие ледниковых и водно-ледниковых отложений.

О засушливом (аридном) климате свидетельствуют: известковистость всех континентальных фаций; преобладание в водоемах хемогенного карбоната накопления; континентальное и лагунное соленакопление; широкое развитие эоловых фаций; пестроцветность.

Сезонная слоистость фаций (ленточные глины, соленосные толщи) позволяет судить о наличии и характере климатических сезонов.

Качественную оценку палеоклиматов дают остатки растений и животных. Среди них есть очень четкие индикаторы. Например, вечнозеленые растения, кораллы. Важным является видовой состав растений и животных. Чем хуже условия (холодный климат), тем беднее видовой состав. Аналогичная зависимость характерна и для морских организмов: у берегов Индонезии обитает 40 000 видов морских животных, в Средиземном море их более 6 000, а в высоких широтах – около 400 видов.

Количественную характеристику древних климатов получают по изотопному составу ископаемых организмов. Метод разработан американским ученым лауреатом Нобелевской премии Г. Юри. В скелетах живых организмов накапливаются изотопы ^{18}O и ^{16}O . Их соотношение в организмах меняется в зависимости от температуры окружающей среды. Соотношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ позволяет получать количественные показатели палеоклиматов, судить о простирании климатических зон и о сезонных колебаниях. Так, изотопный метод показал, что в плейстоцене поверхностные воды Тихого океана на экваторе имели температуру на 6°C ниже современной.

Особенно хорошие показатели климатов прошлого дает сопряженный метод исследования – спорово-пыльцевой, диатомовый, изотопный и ядерной хронологии.

Методы изучения древних ландшафтов. Древние ландшафты характеризуются особенностями геомы и биоты. О геоме мы уже упоминали, а что касается палеобиот, то восстанавливаются они с помощью палеоботанических и палеозоологических методов. Решаются следующие задачи:

- 1) определяется систематический состав флоры и фауны;
- 2) прослеживается эволюция флоры, фауны и физико-географических условий;
- 3) исследуются палеобиогеоценозы и их распространение;
- 4) проводятся палеоэкологические исследования, т. е. реконструкция жизнедеятельности организмов.

Палинологический (спорово-пыльцевой) анализ дает возможность реконструировать растительность прошлых эпох. Анализ выполняется более чем в 150 лабораториях в России и около 20 специалистами в Беларуси. Объектами изучения метода являются зерна цветочной пыльцы и спор наземных растений. Развиваясь в огромных количествах в тычинках и спорангиях (1 экземпляр щавеля продуцирует около 400 млн пыльцевых зерен), пыльца и споры высыпаются наружу и рассеиваются на обширной площади в виде пыльцевого дождя. Попадая в почву или водоемы, пыльца и споры захороняются. Их оболочка, состоящая из пробкоподобной целлюлозы и спорополленина, прочная и стойкая, что дает им возможность сохраняться очень длительное время.

Палеокарпологический анализ (изучение плодов, семян и шишек) хорошо характеризует палеофлору.

Ботанический анализ торфяников (погребенных и современных) дает возможность определить состав растений и тип торфонакопления.

Дополнительные сведения о флоре и условиях ее обитания получают другими видами анализов.

— С помощью органографического анализа исследуют отпечатки растений и их морфологию.

— Палеоксилологический анализ дает возможность изучить структуры ископаемой древесины.

— Дендрохронологический анализ применяют при изучении годичных колец и климатических сезонов.

— Диатомовый анализ позволяет изучить флору водной среды – диатомовые водоросли.

— Флорогенетический анализ используется при изучении современной флоры и определении возраста ее элементов.

— Ареалогический анализ (анализ современных ареалов) дает возможность получить информацию об их размещении, целостности и т. д.

Палеозоологические методы, как и палеоботанические, изучают отдельные группы животных, так как они характеризуют разные ландшафты и имеют разную морфологию. Кроме того, в истории Земли разные группы животных играли главные роли, поэтому они имеют свою специфику и в палеогеографии имеют собственное значение. Структура палеозоологических методов была дана выше.

С помощью палеонтологических материалов можно получить палеоклиматические характеристики – температуру января, июля, среднегодовую, годовое количество атмосферных осадков. С помощью ареалогического метода, разработанного Иверсенем (Iversen, 1944), можно найти для каждой точки современного ареала растения и животного климатические характеристики и построить климатограммы парной корреляции для нескольких видов, которые в настоящее время редко встречаются между собой. Площадь на графике, где пересекаются все ареалы, и должна характеризовать климатические показатели прошлого той территории, где был найден подобный состав растений или животных.

Математическим методом были рассчитаны зависимости между климатическими характеристиками и структурой современных спорово-пыльцевых спектров в различных условиях. Например, для ландшафтов степей и полупустынь:

1. Средняя годовая температура = $18,67 - (0,11 TR + 0,02 SP + 0,001 Chen)$.

2. Средняя температура июля = $15,8 + 0,09 TR + 0,26 Eph + 0,002 Chen + 0,013 Art + 0,065 Wodn$.

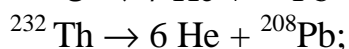
3. Средняя температура января = $(2,5 \text{ средняя годовая температура} + 0,023 Chen + 0,13 Brya) - (20,61 + 0,11 TR)$.

4. Годовая сумма осадков = $989,6 + 2,17 Pin - (8,92 Gram + 7,9 Chen + 10,9 Art + 16,11 Wodn)$,

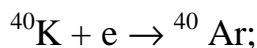
где: TR – общее количество пыли (травянистых растений), Art – (полыней), Chen – (мариевых), Eph – (эфедры), Wodn – (водных), Pin – (сосны), Gram – (злаков), SP – (спор), Brya – (спор зеленых мхов).

Методы определения абсолютного возраста. Возраст отложений определяется по содержанию радиоактивных элементов и продуктов их распада. Во многих минералах есть радиоактивные изотопы, которые используются для датирования. Среди многих методов наиболее часто используются следующие:

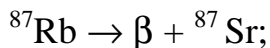
1) гелиевый метод, свинцово-изотопный, где используется процесс распада урана и тория:



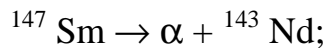
2) калий-аргоновый:



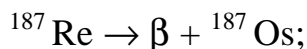
3) рубидиево-стронциевый:



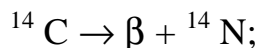
4) самарий-неодимовый:



5) рений-осмиевый:



6) радиоуглеродный:



7) термолюминисцентный: аккумуляция энергии радиационного поля минералами.

Наиболее древние породы Земли – комплекс метаморфических и интрузивных пород района Исуа в Западной Гренландии. По данным рубидиево-стронциевого и свинцово-изотопного методов их возраст 3,8 млрд лет. Возраст метеоритов при этом составляет 4,5–4,6 млрд

лет. Земля, соответственно, не может быть моложе этой цифры, т. к. произошла из метеоритной пыли.

Академик Ферсман А. Е. отметил: «...смерть атома человек сумел превратить в орудие познания мира и сделать из нее эталон времени».

Палеомагнитный метод изучает остаточную намагниченность минералов, которая дает сведения о древнем магнитном поле (направление, напряженности) и об условиях, в которых происходило формирование горных пород.

Антропологический и археологический методы реконструируют особенности развития человека, хозяйственной деятельности и формирования антропогенных ландшафтов.

Исторические методы применяются в экономико-географических исследованиях и при историко-географических реконструкциях.

3. ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Гипотезы о причинах изменений природных условий в прошлом разделяются на две группы – астрономо-физическую и геолого-географическую.

Астрономо-физические (космические) палеогеографические факторы. Среди космических палеогеографических факторов (причин) основным является солнечная радиация (количество и качество солнечной радиации), которую получала Земля. При этом в одних высказываниях фигурирует, что поток солнечных лучей был постоянен, но изменялось положение Земли по отношению к Солнцу. В других основное значение придается изменениям самой излучающей способности Солнца, как переменной звезды.

На изменение элементов земной орбиты в прошлом указал английский астроном Кролл в 1875 г. Принципы этого явления были математически обоснованы М. Миланковичем. Изменение солнечной радиации по планете связывали с изменением положения Земли в Солнечной системе.

1. Изменялся наклон земной оси по отношению к современному ($23^{\circ}24'$). Более отвесное положение земной оси ($<23^{\circ}24'$) выровнивало годичное распределение солнечной радиации по широте – исчезали зимние и летние контрасты, а более пологое положение

(>23°24'), наоборот, усиливало контрасты. Продолжительность таких периодов была 40 тыс. лет для плейстоцена.

На изменение наклона земной оси указывают и палеомагнитные исследования. Движение географического полюса происходило по сложной траектории от экваториальной зоны Центральной Америки до современного его положения. Полученные данные на разных материках повторяют схему движения полюсов, но фиксируют их в разных точках Земли, что говорит о движении материков.

Геологи утверждают, что экватор в докембрии был наклонен по отношению к современному под углом $\approx 70^\circ$, а в палеозое – 45° .

2. Изменялась фигура земной орбиты. Более круглая орбита приближала Землю к Солнцу, а эллиптическая – удаляла, что сокращало или увеличивало потерю солнечной радиации за счет расстояний. Периодичность таких явлений равна 92 тыс. лет.

3. Изменение времени наступления осеннего и весеннего равноденствия, т. е. перехода Солнца через экватор, осуществляется с периодом в 21 тыс. лет.

Излучающей способности Солнца и влиянию ее на палеогеографические процессы Земли посвящены несколько гипотез. Гипотеза Эпика утверждает, что солнечная активность в результате превращения водорода в гелий временами ослабевала и потом восстанавливалась до современного уровня, что приводило к чередованию гумидных и аридных условий. Гипотеза Симсона связана с ростом активности солнечной радиации по сравнению с современной. При этом увеличивается испарение, количество облаков и осадков. Снижается температура воздуха и образуются ледники. Гипотеза Предтеченского говорит об ослаблении межзонального обмена воздушных масс в периоды активности Солнца. Гипотеза советских ученых основывается на том, что существуют долгопериодические изменения всех групп природных процессов (общая структура и рельеф материков, вулканизм и плутонизм, климат, седиментация, типы ландшафтов, эволюция флоры и фауны). По этой гипотезе выделены два типа развития природы – геократический и талассократический.

Геократический тип характеризуется широким развитием суши, резко выраженным аридным климатом, общим ослаблением осадкообразования, усилением гранитообразования, кризисом флоры, почти полным прекращением угленакопления и бокситообразования.

Талассократический тип отличают большие трансгрессии моря, гумидный климат с плотной облачностью, увеличение объемов терригенного осадконакопления, пышное развитие растительности (полихронные флоры), интенсивное накопление растительного углерода и углей.

Переходный тип связан с бурным вулканизмом, динамичной структурой ландшафтов, контрастным климатом, четкой географической зональностью, усложнением процессов осадконакопления.

В связи с этими палеогеографическими особенностями предполагается, что Солнечная система, совершая свой путь вокруг центра Галактики, проходила пространства, различно насыщенные космической материей. Так, прохождение Солнечной системы сквозь поглощающие галактические туманности могло вызывать периодические ослабления солнечной радиации, что сказывалось на климате, экзогенных процессах и условиях развития органического мира. В другом случае Солнечная система могла проходить через насыщенную космической материей туманность Галактики, которая могла явиться дополнительным фактором гравитационного воздействия, по-разному возбуждавшего земную кору, в одних случаях вызывая всплывания сиалических блоков и гранитный плутонизм (геократические фазы), в других – частичное погружение сиала и внедрения в земную кору основного материала (талассократические фазы). Так, например, кульминационные эпохи орогенеза Г. Ф. Лунгерсгаузен и Г. П. Тамразян связывали с моментом пересечения Солнечной системой плоскости Галактики, при котором развивается максимальная скорость движения, вызываемая наибольшим сгущением масс в зоне галактического экватора. Такое одновременное и одинаково направленное воздействие меняющейся космической среды на верхние оболочки планеты (литосферу, атмосферу и гидросферу) и определило совпадение долгопериодических изменений всех основных групп экзогенных и эндогенных процессов.

Геолого-географические (планетарные) палеогеографические факторы. *Тектонические и орографические факторы* влияли на соотношение суши и океана, что приводило к изменению палеогеографических процессов. Если площади океана превышали площади суши, наблюдалось развитие на больших площадях однородных ландшафтов. Климат Земли становился равномерным, и циркуляционные процессы ослабевали. Это происходило в связи с тем, что большой объем воды аккумулировал тепло и долго его удерживал. Наличие больших

площадей суши делает процессы более контрастными, сложнее становится зональность, климат делается более континентальным с отчетливыми межзональными контрастами и большим температурным градиентом «экватор – полюс»; усиливается атмосферная циркуляция.

Палеогеографическое значение имело *географическое местоположение суши*. Если площадь суши больше в высоких широтах, природа будет более контрастна, а климат более континентальным, чем в случае, когда площадь суши больше в низких широтах. Внутренние части континентов получают больше тепла и света, но меньше влаги, поэтому здесь формируются зоны степей, полупустынь и пустынь и зональность сдвигается к северу. По мере увеличения суши развивается антициклональная циркуляция атмосферы, а с ней и выхолаживающие суши.

Большое значение имел *гипсометрический уровень суши*. Чем выше среднее значение уровня суши, тем ниже температура воздуха, меньше атмосферное давление, больше испарение. С понижением среднего уровня климат становился более теплым и влажным. Значительна также роль горных барьеров, которые влияют на формирование палеоландшафтов.

Вулканические факторы. Извержение вулканов влияет на газовый состав атмосферы и на литологические особенности отложений – пеплы, лавы, брекчии. Пылевые частицы в атмосфере являются ядрами конденсации и способствуют увеличению облачности. Частицы могут отражать солнечные лучи и снижать уровень радиации на 10 – 20%, что понижает температуру воздуха на 0,5–0,7°C. Вулканическая деятельность влияет на содержание CO₂, которое колебалось от 0,3% в раннем карбоне до 0,03% в настоящее время, что составляло разницу в температуре воздуха от «парникового эффекта» в 20°.

Океанические факторы. Л. Б. Рухин, автор монографии «Основы общей палеогеографии», отметил, что тектоника дна океана влияла на динамику вод океана. Неоднократно происходила изоляция полярных бассейнов из-за тектонических поднятий гряды Томсона, которая протянулась по дну Атлантического океана от Шотландии, через Исландию до Гренландии. В период поднятий гряды Гольфстрим не попадал в Северный Ледовитый океан, происходило охлаждение вод и оледенение океана, а за ним и материковое оледенение Евразии и Северной Америки.

Вторая особенность океанических вод – глубинная циркуляция вод, которая происходит из-за различий в их плотности. В периоды похолоданий более тяжелые холодные воды северных широт устремляются к экватору и охлаждают водную массу в районе экватора. В периоды потеплений испарение вод с океана на экваторе увеличивает соленость и плотность вод в океане. Воды экватора устремляются на север, повышая температуру океанических вод.

Соленость вод океанов является важным палеогеографическим фактором, т. к. она влияет на испарение с поверхности океанов и содержание водяных паров в атмосфере. Невысокая соленость вод древних океанов способствовала высокой влажности атмосферы. С увеличением солености в океанах увеличивалось давление водяных паров и ослаблялось испарение; понижалось содержание паров в атмосфере и увеличивалась континентальность климата.

Палеогеографический фактор состава атмосферы. Лучистая энергия Солнца на Земле превращается в тепловую, т. е. Земной шар перерабатывает волны коротких длин в длинноволновые.

Современная атмосфера пропускает 48 % солнечных лучей и задерживает 93 % длинноволнового излучения.

Водяной пар является самым хорошим регулятором соотношения коротковолнового и длинноволнового излучения, т. к. хорошо пропускает солнечную радиацию и идеально задерживает тепловое излучение. Особое значение имеют облака. В истории Земли континентальные и океанические условия сменяли друг друга, увеличивая и уменьшая испарение.

Но для образования облаков нужны ядра конденсации в виде вулканической пыли, дыма, кристалликов льда и др. В геологической истории происходило уменьшение облачности и увеличение солнечности климата.

Абсолютно непроницаемым для теплового излучения Земли является CO_2 , которого в современной атмосфере всего 0,03 % объема ее. Если бы CO_2 не было бы совсем, то среднегодовая температура воздуха Земли была бы ниже на 21°C и составляла бы -7°C . Изначально в атмосфере было 98 % CO_2 , но постепенно CO_2 был связан карбонатами, а 1,5 % растворено в водах океана. Сейчас существует равновесие CO_2 в океанах и атмосфере. Ежегодно в одну и другую сторону проходит 200 млрд т CO_2 . Увеличение тока CO_2 с атмосферы в океан выхолаживает Землю, образуются ледники и лед в океане.

Увеличение объема океанических льдов увеличивает концентрацию CO_2 в водах, т. к. во льдах содержание CO_2 небольшое. Лишний CO_2 из океанических вод постепенно перемещается в атмосферу и поднимает температуру воздуха, исчезают льды, увеличивается объем вод океана, где уже наблюдается недостаток насыщения CO_2 .

Поступление CO_2 в атмосферу связано также с извержениями вулканов, с дыханием живых организмов, минерализацией растительных и животных остатков, сжиганием органики.

Озон ($\text{O} + \text{O}_2 = \text{O}_3$) (атом + молекула) также удерживает длинноволновое излучение и повышает температуру воздуха.

Палеоландшафтные факторы влияют на характер осадконакопления и захоронение палеогеографической информации.

Антропогенные факторы преобразуют природу и создают основу для возникновения экологических проблем.

4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Конечным итогом палеогеографических исследований является составление карт.

В зависимости от степени обоснованности выделяются:

- палеогеографические карты;
- схематические карты;
- схемы;
- эскизные зарисовки.

На первых двух типах карт обязательно должен быть показан фактический материал, положенный в основу выделения тех или иных палеогеографических элементов.

В зависимости от масштаба, охваченной территории и задач палеогеографические карты могут быть глобальными, обзорными, региональными и детальными. Нужно помнить, что на любой палеогеографической карте показывается обобщенная географическая ситуация на протяжении длительного времени. Временные периоды увеличиваются с древностью отложений.

Существуют специальные палеогеографические карты, на которых изображают определенный процесс, компонент природы или связи элементов (объектов). К ним относятся: палеолитологические, палеотектонические, палеогеоморфологические, палеоботанические и флористические, палеоклиматологические, палеофаунистические, палеолимнологические. Составляются карты палеогеографических усло-

вий формирования полезных ископаемых. Палеогеографические карты дополняются литолого-фациальными профилями, по которым можно проследить изменение палеогеографической ситуации во времени и пространстве.

Разработка палеогеографической карты включает в себя следующие этапы:

1. Составляется описание разрезов и скважин (вещественный состав).

2. Выделяются временные интервалы, которые интересуют исследователя.

3. По выбранному временному интервалу в пространстве изучают литологию фаций и в масштабе наносят на карту. Получается литолого-фациальная карта.

4. Строится литолого-фациальный профиль.

5. Устанавливаются условия среды осадконакопления (палеоэкологические).

6. Проводится палеогеоморфологический анализ, где определяется рельеф, области сноса и особенности континентального осадконакопления.

7. Цветом показывается палеогеографическая обстановка – водные бассейны с нормальной соленостью даются тонами синего цвета (в зависимости от глубины), с повышенной соленостью лагуны и моря – лиловым, а с пониженной соленостью и пресные – зеленым.

Денудационные низменности даются желтым цветом, а более возвышенные участки – розовыми и коричневыми цветами.

Динамика процессов показывается стрелками – снос терригенного материала, направление течения рек.

Особыми значками даются месторождения полезных ископаемых.

Для детализаций отдельных палеогеографических элементов могут быть добавлены этапы картосоставления. Например, карты условий обитания организмов, образования осадков, рудных и аутигенных минералов и т. д. требуют дополнительно разработок палеоклиматических характеристик и комплексного анализа палеогеографических карт. Получается ландшафтно-климатическая карта. На ней отображены: а) денудационные и аккумулятивные ландшафты; б) области развития зоо- и фитоценозов; в) зональные характеристики климата и их

провинциальные особенности; г) количество атмосферных осадков и особенности их распределения.

С возрождением идей мобилизма А. Вегенера, которые были трансформированы в учение о тектонике литосферных плит, и развитием палеомагнитных исследований палеогеографические карты стали строиться на основе былого распределения географических полюсов, суши и океана. Эти карты называются палинспастическими. Они довольно схематичны и составляются в глобальном или региональном масштабе.

В последнее время академиком К. К. Марковым разработан метод палеогеографического сопряженного анализа опорных разрезов. Опорный разрез – это одно или несколько наиболее представленных естественных обнажений (или скважин) в конкретном районе (участке, регионе), дополняющих друг друга и несущих полную информацию о составе осадков, их стратификации и палеогеографии территории расположения районов. Основное требование, предъявляемое к опорному разрезу, – максимально высокая стратопалеогеографическая информативность, реализуемая в процессе его изучения. На основании этих материалов составляются карты палеогеографического районирования.

5. ЭТАПЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

5.1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ

Докембрий продолжался 3 млрд 950 млн лет. Разделен на три части (эры). *Гадейский* – доархейский этап развития Земли был длительностью 600 млн лет. *Архейский* этап длился 1 500 млн лет («археос» – древний). *Протерозойский* этап («протерос» – первичный, «зоэ» – жизнь) длился 1 850 млн лет. За отмеченное время прошло 7/8 истории Земли.

Жизнь Земли началась с момента формирования ее геосфер – оболочек Земли. Вначале образовалось ядро из железистых планетезималей (оторванных от Солнца кусочков, межзвездной пыли), не содержащих радиоактивных элементов на фазе высоких температур га-

зово-пылевой туманности. По мере охлаждения туманности и расхода железистых соединений к ядру стали притягиваться алюмосиликаты. И чем больше становился объем ядра, тем больше формировалось в их массах алюмосиликатов с радиоактивными элементами. Постепенно ядро окружалось мантией. Мантия была хорошим теплоизолятором, отчего ядро стало пластичным. Передвижение металлической и алюмосиликатной фаз происходило и в дальнейшем за счет кинетической энергии от бомбардировки метеоритами.

Постепенно формировалась протомантия и протокора, которые благодаря радиоактивному распаду могли неоднократно переплавлять и метаморфизировать свое вещество.

Что происходило на Земле в эти первые 500–600 млн лет, названных гадейским этапом? Следов пока не найдено, т. к. самые древние породы имеют возраст 3,96 млрд лет. Об этом можно судить по материалам с Луны и других планет.

Поверхность Земли, вероятно, была покрыта мощной толщей «насыпного» материала (до нескольких десятков метров) типа лунного реголита, который служил хорошим экраном для теплового излучения Земли. В результате радиоактивного распада кора разогревалась. Дополнительная энергия приходила в результате ударов о Землю планетезималий крупных размеров. Особенно интенсивная бомбардировка имела место около 4,0 млрд лет назад. В местах ударов образовывались кратеры с расплавленной лавой. Еще одним источником энергии явился процесс дифференциации химических элементов внутри Земли на ядро и сиалевую кору.

Бомбардировка метеоритами в верхней оболочке приводила обширные участки к плавлению и образованию пород, близких к базальтам. Внутриземного плавления еще не было, т. к. температуры земных слоев были низкими.

Таким образом, две земные оболочки уже наметились в развитии – протоядро и протомантия. Были ли в это время атмосфера и гидросфера? Этот процесс был связан с освобождением химических элементов из твердого первичного вещества Земли. Только начавшееся плавление верхней оболочки (коры) и появление базальтовых магм привело к образованию водяных паров и газов. В это время вещество атмосферы и гидросферы не было достаточно разделено и представляло смешанную парогазовую массу, окутывавшую мощным и плотным слоем всю планету. Проницаемость для солнечных лучей была

очень слабой, поэтому на поверхности Земли царил мрак. Неразделенная парогазовая оболочка состояла из паров воды и некоторого количества кислых дымов: H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2S , SO_2 , HCl , HBr , HF , Ar , H и другие газы и соединения. Часть пара конденсировалась в жидкую воду и составляла мелководные протоокеаны, воды которого были насыщены анионами от дегазации мантии и представляли собой довольно крепкий раствор HCl и H_3BO_3 с $\text{pH} = 1-2$. Катионы в воду не поступали, т. к. снос с суши был незначительным из-за плоского рельефа.

Архейский этап проходил в три фазы по 0,5 млрд лет – раннюю, среднюю и позднюю. Характерно наличие горных пород этого времени, что позволяет более уверенно говорить о палеогеографии ранних этапов Земной истории. Это так называемые «серые гнейсы», найденные на Канадском, Балтийском, Украинском, Алданском щитах, на востоке Южной Америки и Африки, на западе Австралии. В них большое количество Na , Ni , V и Cr и низкое K , U , Th , Rb , Ti и особенно низкое соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,699–0,701 (т. е. < 1). По химическому составу это были известково-щелочные породы с высоким содержанием Na_2O , K_2O , CaO и низким – Al_2O_3 . Кварца (SiO_2) в них было более 65%.

При соприкосновении с атмосферой происходило разрушение пород и вынос химических элементов, в основном катионов Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Al^{+++} , Fe^{+++} , Fe^{++} и других в воды океана, где формировались хлориды и фториды и постепенно раскислялся океан. Атмосфера в результате охлаждения и выветривания теряла свои кислотные дымки и конденсировала часть водяных паров. В результате этого состав атмосферы изменился и содержал: 98 % CO_2 , 1,5 % N_2 , 0,19 % Ar , примесей H_2O , NH_3 , CH_4 , H_2S . Температура была высокой, но ниже точки кипения воды ($< 100^\circ \text{C}$). Атмосфера становится прозрачнее и вместо мрака на Земле образовалась глубокая тень. Дегазация Земли продолжалась и летучие вещества H_2O , CO_2 , Cl , N_2 , S_2 , Ar , F_2 , H_2 , V , Br насыщали атмосферу и океаны.

Как полагают ученые, в среднем архее вследствие неравномерности развития ядра на поверхности Земли начинают проявляться зоны постоянных лавоизлияний и постепенно базальтовая кора из «серых гнейсов» перекрывается мощной толщей (30–40 км) зеленокаменных отложений, представленных сначала ультраосновными и основными вулканитами, затем базальтами и вверху – кислыми гранитами. В результате этого стала формироваться континентальная сиалитовая кора

(гранитная). И в конце архея окончательно сформировались блоки земной коры континентального (материкового) и океанического (базальтового) типа. В конце архея, вероятно, возникает первый в истории Земли суперматерик – Пангея 0, которому противостоял не менее гигантский океан – Панталасса 0.

В разрезах зеленокаменных отложений часто встречаются толщи кремнисто-железистых осадков (железистых кварцитов) – джеспилитов. Красные полосчатые кварциты свидетельствуют о том, что в атмосфере появился свободный кислород и с его помощью соединения железа (Fe^{++}) начали окисляться, образуя растворимые формы $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. В океанах начали формироваться доломиты – CaMgCO_3 , что тоже говорило о появившемся кислороде (O_2). Анализ пород на содержание C^{13} и C^{12} дал результат, что графиты архея по отношению $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ имеют органическое происхождение. Позже были найдены следы жизнедеятельности живых организмов – строматолиты, которые имели возраст 3,5–3,0 млрд лет. Это свидетельствует о том, что жизнь зародилась в архее в мелких ваннах, сильно прогретых солнцем, в атмосфере, лишенной озонового слоя, в своеобразном абиогенном «бульоне», в окружении фумарол и вулканов. Первыми живыми организмами были бактерии, но до этого был очень сложный процесс образования живого вещества – клетки. Сероводородные бактерии, используя солнечный свет, образовывали органические вещества из неорганических (H_2S), выделяя при этом серу S. После этого появились сине-зеленые организмы, которые разлагали воду (H_2O), выделяя кислород (O_2). Содержание свободного кислорода стало увеличиваться, однако он быстро расходовался на окисление Fe и S, а в атмосфере O_2 под действием энергии солнца расщеплялся на O и формировал озоновый слой, который не пропускал ультрафиолетовое излучение, губельное для живых организмов. Это способствовало тому, что цианеи начали осваивать верхние слои воды и увеличивать биомассу. С живыми организмами стали формироваться фосфориты (скопления апатита – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$). Появляются первые соленосные эвапоритовые осадки.

Протерозойский этап хорошо выражен на всех территориях, где была образована континентальная гранитная кора. Протерозойские отложения есть на всех современных платформах и даже в основании некоторых геосинклиналей.

В раннем протерозое началось формирование новых структур – протоплатформ и настоящих подвижных поясов. Пангея была раздроблена на отдельные блоки и геосинклинальные пояса. Начались медленные тектонические движения с накоплением характерной серии осадков – красноцветные конгломераты сменялись пестрыми песчаниками, доломитами и джеспилитами, а сверху была сложная толща конгломератов – тиллитов и тиллоидов, прорванная вулканитами. Доломиты содержали массу строматолитов.

В конце раннего протерозоя формируется новый гигантский материк – Пангея I (или Мегагея) и новый гигантский океан – Панталас I. На материке формируется серия красноцветных континентальных осадков – грубообломочных несортированных конгломератов, гравелитов, аркозов и песчаников. Широко были развиты толщи тиллитов. Их очень много на юге Африки, в Индостане, Австралии, на Канадском, Балтийском и Алданском щитах. В океанах накапливались шельфовые и прибрежно-морские отложения. Появились признаки высыхания климата – эвапориты (включения каменной соли и гипса).

В атмосфере протерозоя содержание O_2 достигло современного уровня, что свидетельствует о бурной деятельности бактерий и цианей, продукты жизнедеятельности которых в массе встречены в доломитах. Уменьшается количество кислых дымов, почти полностью удаляется из атмосферы аммиак и метан, в результате чего воздействие атмосферных осадков, поверхностных и грунтовых вод на породы суши стало менее агрессивным. В связи с этим полное химическое разложение, которому в архее подвергались породы земной поверхности, сменяется обычным выветриванием с образованием грубообломочных материалов – терригенных осадков.

С появлением свободного кислорода S и H_2S стали переходить в сульфатную форму (SO_2 , SO_4 , H_2SO_4 , H_2SO_3), обогащая воды океана сульфатными анионами. В океанах появляются отложения сульфатов. Свободный O_2 сильно повлиял на миграцию Fe, Mn, V и др., т. к. при окислении эти элементы меняют свою валентность и образуют труднорастворимые гидраты окиси (лимонит ($HFeO_2$ – гетит и гидрогетит – $HFeO_2 \cdot nH_2O$), боксит (гидроаргелит $Al(OH)_3$), что затрудняет их миграцию.

Но в целом осадконакопление напоминало архейское – джеспилиты (Fe_2O_3), $FeO \cdot x Fe_2O_3$, высокоглиноземистые сланцы ($(Mg, Fe)_2 SiO_4 + H_2O$) и доломиты ($CaMg(CO_3)_2$).

С наличием O₂ появились первые эукариотные растения – организмы, в клетках которых формируется ядро с набором хромосом. Но преобладали одноклеточные (бактерии) и многоклеточные (цианеи) прокариоты.

В позднем протерозое – рифее (длительность 1 млрд лет с 1650 млн до 650 млн лет) (Ripheus – это название древнего Урала) накопилось 14–15 км отложений. К этому времени сформировалось 1/2–2/3 (50 %–75 %) современного объема Земной коры. Палеомагнитные данные свидетельствуют о существовании суперконтинента – Пангеи I или Мегагеи. И в начале рифея тектонические движения были унаследованы от раннего протерозоя. Большая часть континента продолжала подниматься с проявлением вулканизма и формированием континентальной коры из гранитов-рапакиви. На этом фоне выделялись подвижные зоны геосинклиналей, заканчивавших свое развитие и проявивших метаморфизм, и новых областей, где закладывались структуры океанического типа, в основном на окраинах субконтинента Пангеи I. В синеклизах наблюдается траповый магматизм.

В среднем рифее появляются новые авлакогены на территории Пангеи уже в срединных областях с проявлением интрузивного магматизма. Континент несколько раскололся, но к концу среднего рифея наблюдается новая консолидация значительных площадей Пангеи I.

Поздний рифей начиная с рубежа 850 млн лет – одна из критических эпох в истории Земли. Это эпоха распада Пангеи I и начала образования палеозойских океанов. Образовался Прототетис, и Пангея была расколота на Лавразию и Гондвану. От Прототетиса пошли перпендикулярные расколы, которые наметили отделение Северной Америки (Лаврентии) от Лавразии, а Гондвана ими была расчленена на два блока – Западный (Южная Америка и Африка) и Восточный – (Индостан, Австралия, Антарктида). Были и более мелкие расчленения в Западном блоке. В конце рифея (байкальская складчатость) произошло слияние Гондваны и сформировался новый суперконтинент, который просуществовал почти до юрского периода (около 400 млн лет).

Очень остро стоит вопрос о Протопацифике (древнем Тихом океане). Считалось, что он наследник архейского Панталласа. Но анализ геологических материалов побережья Кордильер и восточных берегов Австралии и Антарктиды, а также палеомагнитный анализ пород среднего и позднего рифея с этих территорий показал, что Северная Америка (Лаврентия) и Восточная Гондвана (Австралия – Антарк-

тида – Индостан) составляли единый суперконтинент 850 млн лет назад. 750 млн лет назад этот континент испытал континентальный рифтогенез, который перешел в спрединг, приведший к образованию прообраза современного Тихого океана – Протопацифика. Восточная Гондвана развернулась на 180° и примкнула к Западной около 600 млн лет назад (в венде).

Период позднего протерозоя – это время радикальной перестройки структурного плана Земли.

Судя по геологическим отложениям раннего и среднего рифея, представленным шельфовыми известняками и доломитами большой мощности, климат в это время был мягким морским и очень теплым. По изотопам кислорода и водорода установлено, что средние температуры воздуха 1,3–1,2 млрд лет назад составляли 40–50° С. Такая температура воздуха и высокая влажность плюс насыщенность CO₂ способствовали развитию организмов и образованию строматолитов и микрофитолитов, максимальное развитие которых за весь докембрий приходится на средний рифей (≈1,2 млрд лет). На суше формировались красноцветные коры выветривания, в результате чего в морях накапливались терригенные осадки. Это было связано с аридными условиями, что подтверждается и наличием в среднем рифее соленосных толщ (эвапоритов).

В верхнем рифее сокращается объем карбоната накопления и расширяется роль терригенных отложений, среди которых наиболее удивительны ледниковые образования – тиллиты. Происходит похолодание климата и возникает термическая зональность – стали обособляться области с нивальным (холодным) и экваториальным климатами. Это привело к резкому сокращению строматолитовых построек и протяженных биогермных тел (микрофитолитов). Тиллиты распространены широко в виде континентальных образований и фациально связанных с ними морских осадков (акваморены, айсберговые образования), что дает возможность оконтурить области с нивальным климатом. Это две области в настоящее время: Северная Америка, Гренландия и Южная Америка, Африка и Австралия (юг Гондваны). Однако в верхнем рифее они составляли единый суперконтинент на южном полюсе по данным палеомагнитного анализа и разошлись в конце верхнего рифея (≈600 млн лет).

Полезные ископаемые докембрия разнообразны и специфичны. В архее полезных ископаемых немного, т. к. наблюдалась низкая ско-

рость выноса рудных элементов из мантии в земную кору. Поэтому “серогнейсовая” серия совсем не имеет полезных ископаемых, а в зеленокаменной серии с джеспилитами присутствуют месторождения Fe, Mn, Au, Cr-Ni-Ti, Co, Cu и графита.

В раннем протерозое формируются выдающиеся железнорудные месторождения – глубоководные джеспилиты, железосланцевые и железокarbonатные и оолитовые прибрежно-морские железные руды. Месторождения – Кривой Рог, КМА, кряж Каражос в долине Амазонки, Рид Маунт в Западной Австралии, Трансвааль на юге Африке, на Канадском щите.

Кроме месторождений Fe сформированы месторождения Cr, V, Ti, Ni, Cu, Mn, Au, U, россыпи золота и алмазов (Гана, Гайана).

В позднем протерозое (рифее) в период спокойного континентального развития Мегатеи формировались железные руды оолитовой формации, залежи магнетитов в результате обогащения высокомагнетизальных доломитов ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), в горячих растворах образовались залежи фосфоритов ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$), в гидротермальных условиях рождались месторождения медных и полиметаллических руд (медный колчедан CuFeS_2).

Это месторождения Урала (Fe, Mg), Маунт-Айза в Австралии (Cu+V+Ti+Pb). Самым богатым месторождением является Сетбери в Канаде (CuFeS_2 , NiFeS_2).

В среднем рифее с подвижками и растяжками земной коры в основном формировались залежи меди в гидротермальных условиях. Иногда они встречаются даже в терригенных отложениях. Встречается Co, Au, V, Ag, Pb, St, U.

В позднем рифее сокращается оруднение железа, продолжает накапливаться сульфидная медь и окисленные медные руды (малахит, хризоколл, куприт) в сочетании с Co, Zn, Ca, U, V, Ye, Au. В Медном поясе в Заире (пояс Шабы) находится крупнейшее в мире месторождение U (Шинколобве) – доломиты с обработкой гидротермальных процессов

Открыты крупные залежи нефти и газа в карбонатных толщах на востоке Сибирской платформы.

5.2. ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

5.2.1. Общая характеристика географических условий палеозойской эры

Палеозойская эра самая продолжительная в истории и длилась около 340 млн лет. Палеозойская эра – эра древней истории Земли – началась 590 млн лет тому назад, а закончилась 248 млн лет тому назад. Характеризуется появлением высокоорганизованных организмов с твердым скелетом. Уже в конце кембрия обнаружены все основные типы беспозвоночных животных. Растения несколько отставали в развитии. Это были в основном цианеи, которые создавали строматолиты и онколиты, а также зеленые и багряные водоросли. Как могли появиться эти организмы при таком малом количестве геологического времени? Ясно, что либо все палеозойские группы организмов одновременно приобрели способность строить минеральный скелет, либо произошла быстрая эволюция, которая обособила новые группы организмов и сопровождалась одновременным развитием у них скелетных образований. И первый, и второй вариант объяснить невозможно без допущения стимулирующего влияния какого-либо глобального фактора земного или космического происхождения.

Одним из факторов быстрой эволюции органического мира Земли могло быть жесткое космическое излучение. Геолог Салоп Л. И. (1977) и астрономы Красовский В. И., Шкловский И. С. (1957) проследили связь эпох усиления космического облучения и эволюционных взрывов в среде живых организмов со вспышками сверхновых звезд в окрестностях Солнечной системы.

Леонов Г. П. (1985) внезапное появление и развитие скелетной фауны объяснил миграцией организмов-скелетоносителей из пресно- или солоноватоводных внутриконтинентальных водоемов в морские бассейны, где температурные, грунтовые, минеральные и другие условия были более разнообразны. Но низкая минерализация континентальных вод не могла обеспечить формирования раковин. Поэтому космическое облучение – более правдоподобная гипотеза, учитывая наши знания о роли озонового слоя в жизни живых организмов.

Американский ученый М. Макменаин считает, что развитие высокоорганизованной жизни было связано с положением суперматерика Пангеи в экваториальной области, где были благоприятные условия для развития организмов – тепло, влага, наличие питания. В результате этого в венде появилась эдиакарско-беломорская фауна бесскелетных беспозвоночных. С расколом Пангеи и образованием материков изменяющиеся условия способствовали быстрой эволюции в условиях зональности, и в кембрии возникли археоциаты и трилобиты в услови-

ях окраинных мелководных морей, где наблюдалось карбонатонакопление и воды изобиливали пищей. Однако окончательное решение вопроса происхождения и быстрого развития органического мира в раннем палеозое – дело будущих исследований.

5.2.2. Природа раннего палеозоя

В структуре **раннего палеозоя** выделяют кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. Проблематичен здесь вендский период – переходный период между рифеем и кембрием. До 1952 г. считалось, что в это время был длительный перерыв. «Венд» – название от древних племен вендов или венедов, обитавших в районе Прибалтики. По наличию в отложениях высокоорганизованных животных и растений вендский период следует отнести к палеозою, т. к. в рифее не наблюдаются такие формы организации жизни. Кроме того, в венде начинается трансгрессия морей, достигшая максимума в кембрии, поэтому вендские отложения несогласно залегают на рифейских и постепенно переходят в кембрийские.

Впервые венд был выделен Соколовым Б. С. Он имеет мощность от 200–500 до 2000 м. Фауна венда впервые была описана М. Глесспером из кварцитов Паунд (Австралия) под названием эдиакарская. Это были мягкотелые бесскелетные многоклеточные животные, представители трех типов: 1) стрекающие, 2) черви, 3) членистоногие. В дальнейшем фауна подобного типа была обнаружена на берегу Белого моря, на р. Оленек, на Ньюфаундленде, в Англии, Швеции, в Африке. Здесь же выявлены и макроостатки растений – вендотенидов и фитопланктон.

Разрез венда начинается эпохой материковых оледенений и образованием тиллитов (лапландское-варангерское оледенение). Оно имело планетарное значение, как и последовавшее за ним потепление, которое вызвало огромную трансгрессию морей.

Палинспастические (палеомагнитные) реконструкции дают следующие закономерности распределения отложений и климатической зональности. В Южном полушарии находились Европа (Оршанская впадина) и Северная Африка, где распространены тиллиты, а в Северном полушарии – Сибирь и Австралия, где также найдены тиллиты. По распространению тиллитов, акваморен, мариногляциальных образований и отложений, связанных с ледниковыми осадками, оконтуриваются северная и южная области с нивальным или близким к нему

климатом. Это было покровное оледенение на суше и на море. Оно было кратковременным.

Между областями с нивальным климатом располагались участки суши с тропическим и экваториальным климатом – Антарктида, Китай, Индостан, Восточная Сибирь, Аравия, Восточная и Юго-Восточная Азия. В перечисленных регионах в раннем венде формировались высокомагнезиальные карбонаты, в мелководных областях – похожие на рифы органогенные постройки. Везде были глинистые толщи с каолинитом ($\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$).

Переходными являлись области с умеренным климатом, где отлагались терригенные толщи – песчаники.

Причины оледенений разные: снижение уровня CO_2 в атмосфере, поднятие суши, изменение интенсивности солнечной радиации, гравитационного и магнитного полей.

Во второй половине венда происходит таяние ледников и очень обширная трансгрессия моря. Изменились ландшафтно-климатические условия. Началось накопление карбонатно-терригенных и карбонатно-эвапоритовых отложений, свидетельствующее о повышении температуры воздуха до 35–45 °С. О высокой температуре воздуха говорят биогермные рифоподобные массивы и данные изотопной палеотермометрии. Многие исследователи полагают, что в это время появился в атмосфере свободный кислород (O_2) объемом 0,2 % от состава атмосферы. Это точка Пастера, с которой начинается существование животных, дышащих кислородом. Однако точка Пастера была достигнута, вероятно, еще в рифее (≈ 1500 млн лет), когда возникли эукариотные организмы с кислородным метаболизмом и органами дыхания.

В условиях жаркого климата при наличии питания развивалась высокоорганизованная фауна и флора. Животные не имели скелета и хорошо сохранились в ископаемом состоянии. Это свидетельствует о том, что биоценотические связи были несложными – пищевые цепи короткие, а животные редуценты (диструкторы) отсутствовали вообще, т. к. осадки сравнительно слабо биологически переработаны. В них сохранились нетронутыми многие животные и растения. Эдиакарско-беломорская фауна характеризовалась гигантизмом. Встречаются отпечатки медузоид диаметром более 0,5 м, плоские черви дикенсонии и колониальные полипы чарнииды достигали 1,0 м в длину. Гигантизм – тупиковая ветвь в эволюции, поэтому многие животные

венда не имели прямых потомков в кембрии. Более мелкие бесскелетные формы могли дать вспышку скелетных беспозвоночных в начале кембрия, т. к. в конце венда появились мелкие формы с хитиновидным или минеральным скелетом. Видообразование в группах было низким.

Растительный мир представлен был вендотенидами, которые устилали слоями большие пространства в виде циновок. Фитопланктон обладал сфероидальными и вытянутыми формами. Обнаружены актиномицеты и грибы. Очень богат и разнообразен был мелкий фитопланктон.

Кембрийский период назван римским наименованием Уэльса – Cambria англичанином А. Седжвиком в 1935 г. Нижняя граница проводится по появлению скелетных организмов – мелких хиолитид (моллюски), беззамковых брахиопод, губок, археоциат, гастропод и трилобитов.

В кембрии продолжилось формирование Гондваны. Материки, смыкаясь между собой, образовали складчатые и вулканические поднятия и предгорные прогибы, которые заполнялись молласами. Благодаря байкальскому орогенезу в конце рифея к Гондване с севера присоединилась большая суша – Перигондванская платформа (Южная и Центральная Европа, Турция, Аравийский полуостров, Иран, юг Афганистана). Преобладала денудация и только по окраинам – юг Африки, Австралия, наблюдалась трансгрессия морей и накопление осадков.

Северная группа континентов испытывала процесс спрединга и образования палеокеанов. Протоатлантический океан (океан Япетус) отделил Северную Америку и Гренландию от Европы (Лаврентию от Балтики – Фенносарматии). Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу от Восточной Сибири и последнюю от Китайской платформы. Палеотетис разделил южную и северную группу материков. Материки располагались в основном в районе экватора или в тропических широтах. Гондвана простиралась по обе стороны экватора, но в основном в Южном полушарии. Северная Америка находилась на экваторе, Восточная Европа и Сибирь – в Южном полушарии в умеренном и тропических поясах соответственно, Китайская платформа располагалась в средних широтах Северного полушария. Географическое местоположение способствовало господству теплого климата и полному исчезновению вендского покровного оледенения. В кембрии формируется тропический тип климата в двух вариантах – тропический влажный

(гумидный) и тропический аридный (сухой) по типу современной циркуляции атмосферы в тропиках. Лишь только юг Гондваны (северо-запад Африки и северо-восток Южной Америки), которая располагалась вблизи Южного полюса, имел условия более прохладные.

Жаркий аридный климат размещался двумя поясами в Южном и Северном полушариях. В пределах этих поясов накапливались эвапоритовые и сульфатно-карбонатные формации – гипсы, каменные соли, доломиты, красноцветные песчаники, сланцы. В песчано-глинистых отложениях преобладали пролювий и эоловые фации, где много карбонатных и гипсовых конкреций, а на поверхностях напластований – трещины усыхания. Формируются фосфориты.

В гумидных тропических условиях на экваторе наблюдалось повсеместное развитие оолитовых и органогенных известняков, а также большое число крупных биогермных массивов – археоциатово-водорослевых рифов. Присутствуют коры выветривания каолинитово-гидрослюдистого типа ($Al_4(OH)_8 [Si_4O_{10}]$) и толщи кварцевых песков и кварцитов.

В конце кембрия прекращается накопление галогенных осадков, сокращается объем доломитов, резко убывает рифообразование и увеличивается поступление терригенного материала. Все это свидетельствует о более гумидном климате, о возросшей денудации.

Органический мир кембрия уникален появлением скелетных организмов и разнообразием животного мира морей и океанов. На суше, как и в докембрии, существовали примитивные одноклеточные водоросли и бактерии. Главную роль в водных палеоценозах играли археоциаты – тип животных, близкий к губкам. Археоциаты жили только в кембрии. Это были прикрепленные бентосные животные мелководных теплых морей. Вместе с водорослями они образовывали рифовые постройки. Широко распространены были в раннем кембрии, а к концу – вымерли. Были представлены одностенными и двухстенными, одиночными и колониальными формами.

Второй группой животных кембрия стали трилобиты – членистоногие, близкие ракообразным. Это морские животные, которые передвигались по дну и зарывались в ил. Их расцвет приходится на период усиления терригенных отложений в составе морских осадков. Происходит сдвиг в составе фауны мелководья: археоциаты–рифообразователи уступают место трилобитам–«илокопателям». Некоторые из трилобитов были планктонными формами, но при этом

имели длинные шипы. В раннем кембрии обитали представители рода *Olenellus*, в среднем – *Pagetia*, а в позднем – *Agnostus* и *Olenus*. С трилобитами обитали острокоды – типичные ракообразные.

В фауне кембрия развивались брахиоподы – плеченогие. Большинство из них беззамковые – *Obolus*, *Kutorgina*, мелкие с хитиново-фосфатной или известковистой раковиной. Все формы бентосные с разновеликими створками раковин.

В фауне было много стрекающих животных – медуз, найдены первые примитивные иглокожие, а также много одноклеточных животных – фораминиферы, радиолярии и примитивные многоклеточные животные – губки.

Растения были представлены цианеями, зелеными водорослями и багрянками.

Металлическими полезными ископаемыми венд и кембрий бедны. В целом рудные полезные ископаемые сравнительно редки, а размеры месторождений невелики.

Ранний кембрий – одна из крупнейших эпох накопления фосфоритов и солей в истории Земли. Фосфоритоносные бассейны ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$) Каратау (Казахстан), Юньнань (Китай), на севере Вьетнама образовались в кембрии. Соли кембрия по масштабам сопоставимы с солеродными эпохами девона и перьми – Лено-Виллойский бассейн и бассейн Пакистана.

Ордовикский период установлен Ч. Лэпвортом в 1879 г., а официально признан геологическим Конгрессом в 1960 г. Относился к нижнему силуру. Продолжительность периода около 67 млн лет. Начало периода определяют в 495, 500 и 505 млн лет, а конец – 443, 435, 438. Назван период по племени ордовиков, населявших в древности Уэльс.

В ордовике суперконтинент Гондвана стал смещаться к югу и разворачиваться вокруг своей оси. К концу ордовика Гондвана располагалась в основном уже в южной околополярной области и Южный полюс находился в Северной Африке и на территории Перигондванской платформы (нынешняя Франция, Шотландия). Большая часть Гондваны была сушей или незначительно покрывалась мелководными морями. В связи с этим Гондвана была областью денудации, формировались коры выветривания, грубообломочные отложения, терригенные осадки в континентальных морях.

Континенты северной группы – Северная Америка, Восточная Европа, Восточная Сибирь, Корейско-Китайский, Казахстанский – продолжали расходиться между собой – процесс спрединга. При этом противоположные части континентов испытывали субдукцию и формирование окраинных вулканических дуг – на Палеопацифике это Кордильеры, в Палеоазиатском океане – Урал, в Палеотетисе – Тянь-Шань, Алтайско-Саянская система. Формируются геосинклинали. Значительная часть материков была занята глубокими морями. Осадки в зависимости от активности геосинклиналей представлены терригенными фациями, но до 80 % объема осадков – доломиты, известняки, глины, граптолитовые сланцы, т. е. идет спокойное развитие с накоплением отложений мощностью 3–6 км.

В ордовике климат испытывал колебания. Продолжается циркуляция воздушных масс от экватора к тропикам и формирование экваториального и тропического типов климата. Движение северных континентов шло вдоль экватора, поэтому климат здесь был теплым и по мере удаления блоков суши, становился более гумидным (влажным) – талассократический эффект.

Гондвана, продвигаясь на юг, формировала контрастность климата – от тропического до умеренного с одновременным понижением температур, возникновением в полярных районах ледниковых шапок и развитием обширного покровного оледенения.

В пределах тропиков формировался влажно-тропический климат и аридно-тропический. В этих условиях формировались латеритные и каолиновые коры выветривания, мощные толщи интенсивного карбонатакопления, сульфато-карбонатные и соленосные осадки, рифовые постройки. В морях обитала теплолюбивая фауна, которая начала обособливаться в отдельные фаунистические области – на севере Канадско-Сибирская, а на юге – Казахстано-Аппалачская. Палеозоогеографические области имели своих эндемиков – трилобитов, наутилу-совидных моллюсков, граптолитов.

По обе стороны от гумидного тропического климата существовал аридный климат – в пределах 30 °с. и ю. широт. Отложения становятся доломитовыми, отмечается высокое содержание гипсов и солей. Это были районы северо-запада Канады, Восточная Сибирь на севере и Южный Китай, Индокитай, Прибалтика и юг Скандинавии – на юге.

В гумидных тропиках откладывались оолитовые железные руды Скандинавии, Бретани, Нормандии, а также известняки и каолинитовые глины.

В холодном климате Гондваны сформировались тиллиты, водноледниковые пески и захороненные ледниковые долины с хорошо отполированными днищами. Оледенение в Сахаре и в Бразилии было материковым, а в Южной Африке и на Аравийском полуострове – горно-долинным.

Похолодание в верхнем ордовике значительно сузило тропическую зону (за счет плотности вод океанов), снизилось увлажнение и уровень океанов. Это сказалось на отложениях – сократились площади карбонатакопления, обеднились фаунистические комплексы, расширилось терригенное осадконакопление, а в перигляциальной зоне появилось много аркозовых (кварц, полевой шпат, слюды) песчаников.

Самым интересным событием в палеогеографии ордовика являются находки остатков спор растений, что свидетельствует о существовании наземных растений на прибрежных сильно заболоченных низменностях.

Символом животного мира в морских бассейнах ордовика стали граптолиты. Это тип полухордовых животных, которые вели планктонный образ жизни или прикреплялись к водорослям. Имели ветвистое строение (древовидное) с общей осью для всех особей, поэтому напоминали перья птиц, пилообразную иглу, концентрические звездочки. В ископаемом состоянии встречаются в темных битуминизированных глинистых сланцах.

Продолжали существовать более организованные трилобиты. Они могли сворачиваться в клубочек, как ежики. Многие за счет хвостового отдела научились плавать. Преобладали переднещечные трилобиты и слепые – двухсегментные маленькие животные – агностиды.

Развивались животные рифообразователи – четырехлучевые кораллы (ругозы), табуляты, водоросли, мшанки, морские ежи. Существовали брахиоподы беззамковые с хитиново-фосфатной раковиной и замковые с известковой раковиной. Появились хищники – головоногие (Cephalopoda) моллюски-наутилоиды, которые вели активный образ жизни. Они имели прямую или слегка изогнутую раковину длиной 2–3 м. В морях много было одноклеточных и многоклеточных организмов – фораминифер, радиолярий, остракод, червей, бесчелюстных рыбообразных организмов.

Полезные ископаемые ордовика небогаты. Это в основном битуминизированные отложения. Нефть в Канзасе и Оклахоме (США), горючие сланцы Эстонии имеют ордовикское происхождение. С тропическими условиями связаны оолитовые железные руды осадочного происхождения в Скандинавии, Аргентине и на Ньюфаундленде. В аридных условиях образовались фосфориты Сибири и Восточной Европы, бокситы Китая и Казахстана, а также осадочный уран Швеции. Магматизма было мало в ордовике, поэтому месторождений этого типа несколько. Это никель и кобальт в Норвегии, полиметаллы Салаирского кряжа и золото Казахстана.

Силурийский период выделен в 1835 г. Р. Мурчисоном в Уэльсе и назван по названию древнего кельтского племени силуров. Только в 1960 г. силурийская система была утверждена в современном объеме. Это очень короткий период – около 30 млн лет. Начало периода определено датами 435, 438 млн лет, а окончание – 405, 408, 410 млн лет назад.

В раннем силуре Гондвана все еще находится в Южном полушарии в его высоких широтах. Но оледенение в позднем ордовике создало условия повышения концентрации CO_2 в водах океана из-за образования льдов. CO_2 стал поступать в атмосферу, где его увеличение стало повышать температуру воздуха и вызвало таяние льдов. Уровень океана стал повышаться, началась большая трансгрессия моря в силуре на всех континентах, за исключением Северной Америки. В эпиконтинентальных морях была нормальная соленость, т. к. они широко сообщались с океанами. В пределах морей формировались тонкотерригенные и карбонатные осадки. Часто граптолитовые глинистые сланцы сменялись известняками и карбонатизированными тиллитами. Мощность отложений достигала 2000–5000 м. В геосинклинальных зонах накапливались глинистые и кремнисто-глинистые осадки в сочетании с вулканогенными отложениями. В Палеоазиатском океане (Западная Сибирь) продолжался процесс спрединга, а на востоке Палеотетиса начались поднятия (Казахстан, Алтае-Саянская система) и накопление грубообломочного материала, молласов и терригенных отложений мощностью до 10 км. Все подвижные пояса сохраняли глубоководные зоны и островные дуги с известково-щелочным вулканизмом.

В позднем силуре наблюдается энергичное сближение Северной Америки и Восточной Европы. Исчезает Протоатлантика (океан Япо-

туса). Происходит столкновение Гренландии и Скандинавии, Шотландии и микроконтинента Арморика. В результате этого начинается становление Британских и Скандинавских каледонид, получивших название от древнеримского названия Шотландии – Каледония. Британско-Скандинавские каледониды вместе с Восточной Гренландией и Шпицбергеном составили единый крупный континент – Лавруссию (Еврамерику), Северную Америку и Восточную Европу. Орогенез проявился в Центральном Казахстане и консолидировал его в устойчивую сушу. К Сибирскому континенту были причленены Тува, Баргузино-Витимский регион, Западный Саян и Алтай, Центральная Монголия. Проявились каледониды на юго-востоке Китайской платформы, на юге Кордильер, на востоке Австралии. На остальной площади подвижных поясов продолжалось развитие вулканических дуг – в Аппалачах, на Урале, в южном Тянь-Шане, в Южной Монголии, в Австралии, на севере Кордильер. В тылу этих дуг развивались глубоководные моря. Спрединг продолжался в Палеоазиатском океане, в Палеотетисе, в Палеопацифике.

Северные континенты были втянуты в поднятия и здесь повсеместно наблюдалась регрессия морей. Гондвана сохраняла свою монолитность и испытывала слабое поднятие. Морские условия чередовались в ней с континентальными. В процессе развития регрессии и в Гондване, и на северных континентах связь с открытым океаном терялась и полузамкнутые бассейны с повышенной соленостью становились ареной накопления эвапоритов. Мощные толщи солей, сульфатов и доломитов были сформированы в Мичиганском бассейне, Гудзоновом, Сомерсетском (Канадский Арктический архипелаг), Печорском, Тунгусском, Таймырском и др. На территориях вне моря формировались красноцветные гипсоносные и карбонатные коры выветривания. В морях развивались рифы.

Климатическая зональность в силуре была простой. Климат был изотермным, слабо территориально дифференцированным. В начале силура с ордовика сохранилась холодная высокоширотная зона с образованием тиллитов и акваморен. Но с таянием ледников и трансгрессией морей климат становится океаническим (морским), более однородным. А с проявлением каледонского орогенеза и увеличением доли суши появляются более увлажненные и более аридные климаты.

Экваториальный климат занимал центральные районы Северной Америки, Урала, Центрального Казахстана. Это был влажный и теп-

лый климат. В морях формировались органогенные и оолитовые известняки и располагались огромные рифовые постройки.

К северу и к югу от экватора формировался тропический климат – теплый и относительно сухой. В морях накапливались экстракарбонатные (с высоким содержанием магния) отложения. На суше формировались терригенные толщи с карбонатно-сульфатными и соленосными отложениями. В морях развивался коралово-брахиоподовый комплекс фауны, который отличался территориально. Сформировались три биогеографические области – Лаврусийская, Восточно-Африканская и Сибирская. Наиболее богата представителями фауны была экваториальная зона. К северу и югу комплекс животных становился беднее.

Животный и растительный мир силура более богат, чем в начале палеозоя. Более разнообразной становится фауна и флора морей. Однако самым достопримечательным явлением стало постепенное заселение суши высшими растениями. Это было связано с образованием достаточной мощности озонового слоя (O_3) и проникновением через него не более 50% коротковолновой солнечной радиации.

В морях господствовали граптолиты однорядные и двухрядные. Однорядные, как более примитивные, постепенно вымирают. Много рифообразующих кишечнополостных животных (в основном кораллы – строматопораты, табуляты, четырехлучевые двузонные кораллы). Головоногие моллюски представлены бактритами – предками аммонитов. Они имели свернутую в один оборот раковину с более усложненным рисунком перегородок. Большое количество брахиопод – атрипиды, спирефириды, ринхонелиды и первые шипастые продуктиды. Иголкожие были все прикрепленные к грунту (морские лилии). Много остатков конодонтов. Продолжают существовать трилобиты, ракоскорпионы, более приспособленные, чем трилобиты к морской жизни. Но толща воды была свободной. И в пресных водах появились бесчелюстные позвоночные – биркения, а потом и настоящие рыбы – ламаркия. Продолжали развиваться различные водоросли: зеленые, бурые, красные. На суше появились мхи, грибы, риниофиты, а в конце периода – плауны (*Lepidophyton*).

Полезные ископаемые в основном связаны с каледонскими интрузиями – золото в Казахстане и Кузбасе, хромиты на Урале, асбест на о.Ньюфаундленд и в Канаде. Осадочные ископаемые – каменные соли в Северной Америке и оолитовые железные руды в Африке.

5.2.3. Развитие природы в позднем палеозое

Девонский период был выделен в Англии на территории графства Девоншир в 1839 г. А. Седжвиком и Р. Мурчисоном. Продолжительность периода около 50 млн лет.

Каледонский орогенез продолжался и в раннем девоне. Горные сооружения, возникшие в конце силура, продолжали подниматься, а их разрушение в виде грубообломочных отложений – молласов стали интенсивно заполнять предгорные прогибы и межгорные впадины. Молласы впервые получают такое широкое развитие.

Поднятиями были охвачены все материки, и резко стала нарастать суша.

Спрединг продолжался в Палеоазиатском океане. В Палеотетисе ось спрединга сместилась к северу в районы Средней Европы.

Лавруссия располагалась на экваторе, Сибирь и Китай – в умеренной зоне Северного полушария, а Гондвана – в умеренных и высоких широтах Южного полушария.

В среднем девоне поднятия продолжились с возникновением на перифериях материков геосинклинальных областей. Каледониды Лавруссии, которые располагались по середине материка, приросли новыми участками – Северными Аппалачами и частично Южными. В западной части Лавруссии (Америка, Канада) образовался замкнутый мелководный бассейн. В нем в нижнем и среднем девоне накапливались соленосные толщи, а в верхнем девоне соленость вод бассейна становится нормальной и формируются карбонатные и карбонатно-глинистые отложения.

Восточная часть Лавруссии (Западная и Восточная Европа) в нижнем девоне была сушей с мелкими морскими бассейнами – Московским, Волыно-Подольским. Это была денудационная возвышенность с небольшими холмисто-увалистыми водоразделами. Отлагались русловые, пойменные, дельтовые и карбонатно-терригенные лагунные осадки мощностью в несколько десятков метров.

Во второй половине девона наблюдалась трансгрессия моря, и значительная часть низменностей была затоплена. Моря становились внутриконтинентальными или вдающимися в сушу лагунами с повышенной соленостью. Стали формироваться толщи солей, которые позже были перекрыты карбонатными осадками. В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена соли отлагались до конца девона.

Гондвана поднималась и лишь только Сахарская плита, впадины Амазонии, Параны и Антарктиды были заняты морем.

В верхнем девоне затухает тектоническая активность. Разрушаются каледониды, наступает трансгрессия морей, повышается уровень Мирового океана. Наблюдается сближение Лавруссии, Сибири и Казахстана. Сокращается Палеоазиатский океан. Идет субдукция плит и образование островных вулканических дуг с бурным проявлением вулканизма. Растяжка континентов приводит к образованию рифтовых зон – Припятско-Днепровско-Донецкой, Баренцевско-Каспийской, Виллюйской. Континенты трескаются.

Гондвана медленно разворачивается и начинает движение к северу. Она также подвергается рифтогенезу.

Климатическая зональность в девонском периоде была более четкой, чем в период с кембрия по силур. Нарастание суши в раннем и среднем девоне привело к дифференциации климатов и продвижению теплого режима в высокие широты. Сформировались следующие климатические пояса: экваториальный, тропический переменного-влажный и тропический аридный. Температурный режим для всех поясов был высоким. По данным изотопов кислорода и углерода в кальцитовых раковинах брахиопод среднегодовая температура в экваториальном поясе достигала 28–31 °С, а в тропическом – 23–28 °С. Особенно ярко проявился аридный климат. Это была одна из самых грандиозных аридизаций климата в истории Земли. Аридизация, начавшаяся с проявлением каледонидов в позднем силуре, достигла максимума в раннем девоне. Область аридного климата связана с районами накопления красноцветов, доломитов и гипсов. Они встречаются на большей части Евразии, до Северной Земли и Индигирки включительно. Показателями высокой засушливости климата были не только типичные аридные красноцветы, доломиты и гипсы, а и пролювиальные и эоловые фации, а также наличие на поверхностях песчаников и доломитов следов усыхания и выделения кристаллов гипса и соли. Соленакпление происходило в Канаде на территории Альберта и Саскачеван, в бассейне р. Маккензи. Толщи каменной соли известны в Припятской, Днепровско-Донецкой, Московской впадинах, в Тунгусской синеклизе и Хатангском прогибе. Соли и доломиты накапливались в Южной Америке, Австралии и Африке.

Экваториальный климат был развит на территории Альпийской Европы, Индии, Индокитая, Южного Китая, Зондского архипелага, на

юге США, на севере Мексики, в северо-восточной Австралии. Здесь накапливались рифогенные известняки, располагались рифовые массивы. Континентальные отложения представлены сероцветными толщами, обогащенными каолинитом. Часто встречаются кварциты как результат глубокого химического выветривания пород суши. Отложения везде перемежаются прослоями углей или обогащаются углистыми частицами.

Переменно-влажный климат сформировался узкой полосой на территории Лавруссии, Казахстана и Сибири. В этой области образовались весьма пестрые по составу толщи – сульфатно-эвапоритовые слои многократно сменяются пачками органогенных известняков, или аридные красноцветы переслаиваются с толщами каолинитовых глин.

Во второй половине девона климат становится более гумидным, в результате чего снижается роль карбонатных пород в объеме осадконакопления, сужается ареал красноцветов, одновременно увеличивается повсеместное углепроявление.

Органический мир в девоне претерпевает большие изменения. С аридизацией климата наблюдается сокращение количества трилобитов, обитавших на мелководье. Полностью вымирают граптолиты. Растительные и животные организмы планомерно начинают осваивать сушу. В изменении состава органического мира играли роль как поступательное эволюционное движение, так и изменения условий среды. Эти изменения были вызваны проявлением тектонических движений и нарастанием суши. Изменились ландшафтные условия – произошла аридизация. Состав атмосферы изменился в связи с большим поглощением растениями CO_2 и выделением O_2 , за счет которого увеличивается озоновый слой. В связи с этим появляется возможность выхода организмов на сушу и дыхание легкими. Не следует забывать и о космических процессах, которые пока неизвестны.

Девон – это период развития рыб (позвоночных животных). Появились панцирные, хрящевые и костные рыбы. Существовали бесчелюстные силурийские рыбообразные организмы. Панцирные рыбы с твердыми пластинами на голове и передней части туловища были малоподвижные. Хрящевые, или акуловые, были малочисленные. Наибольшее разнообразие имели костистые рыбы. Они были представлены кистеперыми, лучеперыми и двоякодышащими организмами. Кистеперые могли передвигаться по дну и плавать. Они дали начало амфибиям.

В морях девона максимального расцвета достигли замковые брахиоподы. Их разнообразие и эволюция позволили расчленить девонские отложения. Среди них: спирифериды, атрипиды, ринхонелиды, продуктиды. Началось развитие аммоноидей (головоногих моллюсков) и угасание наутилоидей и особенно представителей других подклассов с прямой раковиной. Аммоноидеи закручивались в спираль, хорошо планировали в толще воды и совершенствовали сифонную часть раковины. Появились агониатиты и гониатиты, которые плавали плашмя. Но была проба плавать вертикально – *Styumenia*. Для этого сифонный канал сместился к спине, но это оказалось не нужным и климении в девоне вымирают. Дальнейшее развитие получили крышечные четырехлучевые кораллы – *Calceola*. Они вытесняли кораллы-табуляты. Кораллы, известковые водоросли, мшанки, морские лилии создавали рифы. Они хорошо уживались в аридном климате в теплых морях. Среди беспозвоночных развивались ракоскорпионы, остракоды, фораминиферы–фузулины, губки, морские ежи и особенно конодонты. В период максимальной аридизации с увеличением солености морей некоторые роды острокод, двустворчатых моллюсков, ракообразных – филлопод начали освоение внутриконтинентальных водоемов.

В экваториальной зоне в приморских областях в условиях мягкого теплого и влажного климата появились ландшафты из риниофитов, которые сменились в среднем и позднем девоне растительностью плауновидных, членистостебельных и папоротников. Характерным родом были папоротники – *Archeopteris*, поэтому флору называют археоптерисовой. В конце девона наблюдается распространение семенных папоротников и первых земноводных – *Ichtyostega*.

Полезные ископаемые девона были экзогенные и эндогенные. Среди экзогенных самые древние угли Земли – на территории Норвегии, Кузбасса, Тимана. А также битуминизированные сланцы и нефть – Волго-Уральский бассейн, Тимано-Печорский, Припятский, Канада, США, Амазонский, Сахара и калийные соли – Беларусь, Саскачевань в Канаде.

Среди эндогенных – медно-колчеданные руды Урала, Кавказа, Алтая, железные руды Урала, Казахстана, алмазы Сибири и Архангельской области.

Каменноугольный (карбоновый) период длился 74 млн лет с 350 млн до 286 млн по изотопному летоисчислению. В течение периода произошло дальнейшее усложнение структуры земной коры и пре-

образование значительных по площади геосинклинальных областей в платформенные. В раннем карбоне (360–320 млн лет) продолжалось развитие геосинклинальных областей, заложенных в девоне (Урало-Монгольская, Средиземноморская и др.). Постепенно в опускание вовлекались окраинные территории платформ (Восточно-Европейская, Северо-Африканская, территория Сахары и т. д.). В среднем и позднем карбоне проявляются мощные горо- и складкообразовательные процессы, приведшие к формированию сложно построенных горно-складчатых структур-герцинид. Особенно сильно складчатость и поднятия проявились в Европейской геосинклинальной области Средиземноморского пояса. Герциниды Урало-Монгольского пояса также вступили в орогенный этап развития. Значительно меньше по площади активизировались герциниды Северной Америки (Атлантический и Тихоокеанский пояса). Закладываются краевые прогибы и фундамент молодых эпигерцинских платформ. Каледониды и докембрийские платформы испытывали тектонические движения глыбового характера на орогенных участках с проявлением вулканизма и эпейрогенические (плавные) движения обоих знаков – на платформенных территориях.

В результате герцинских тектонических движений Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический геосинклинальные пояса полностью превратились в складчатые. Атлантический и Урало-Монгольский складчатые пояса соединили древние платформы северного ряда, в результате чего в Северном полушарии возник огромный материк – Лавразия. Он простирался от Кордильер через Атлантический океан и Европу до Верхоянского хребта на востоке Азии. Европейские герциниды соединили между собой Восточно-Европейскую платформу с Северо-Африканской материка Гондваны. В связи с этим площадь континентов на Земном шаре значительно возрастает. 70% современных материков в то время представляли собой сушу. И даже некоторое уменьшение площади континентов в среднем и позднем карбоне в связи с трансгрессией морей не изменило соотношение суши и океана – огромные пространства оставались выше уровня моря.

Эндогенные и экзогенные процессы повлияли на характер осадконакопления. В центральной части геосинклиналей накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (базальты, порфиры, туфы). Присутствуют кремнистые осадки за счет выноса кремнекислоты подводными гидротермами. К периферии геосинклинальных областей вулканогенные отложения уступают место аккумуля-

ляции песчано-глинистых и карбонатных осадков. При этом усиленный привнос обломочного материала совпадал с эпохами активизации положительных тектонических движений. В эпохи же относительного тектонического покоя и широких морских трансгрессий накапливались карбонатные осадки. Третьей зоной осадконакопления стали древние платформы северного ряда, краевые зоны которых покрывались мелководными морями. В пределах этих бассейнов накапливались терригенные (кварцевые пески, алевриты, глины) отложения в периоды тектонической активности платформ, и карбонатные осадки – в периоды тектонического покоя. В пределах глубоководных застойных впадин глины обогащались битуминозным веществом. Такие осадки впоследствии превратились в нефтепроизводящие породы.

Карбонатные осадки образовались за счет скопления скелетов и продуктов жизнедеятельности различных организмов и хемогенным путем. В карбоне в условиях влажного климата формировались преимущественно известняки. Среди известняков определенное место занимают рифовые образования. Рифостроителями были кораллы, губки, мшанки, водоросли и другие беспозвоночные.

На суше в карбоне резко увеличивается объем континентальных осадков. Если в девоне на континентальные отложения приходилось около 15 % всего объема осадков Земли, то в каменноугольном периоде он составлял уже около 1/3, т. е. ≈ 35 %. Увеличение объема произошло за счет образования первых в истории Земли литологических формаций – угленакопления (≈ 10 % объема) и комплексов ледниковых отложений (≈ 10 % объема). Фон составляли красноцветные терригенные формации (галечники, брекчии, пески) и продукты наземного вулканизма (лавы, туфы). Осадконакопление локализовалось в пониженных участках рельефа – низменностях, межгорных впадинах, речных долинах, озерах. Горные хребты и возвышенности подвергались размыву, поставляя огромное количество обломочного материала.

С увеличением площади суши и сокращением площади океанов в каменноугольном периоде наблюдается первая дифференциация климатических процессов по территории Земли. До карбона не наблюдалась широтная тропическая зональность из-за консервативности преобладающей водной массы океанов. Все основные изменения климата были связаны главным образом с колебанием влажности и имели характер чередования аридных и гумидных фаз. Эти фазы регулировались количеством водяных паров и углекислого газа в атмосфере.

Увеличение CO_2 и H_2O создавало “тепличный эффект”, повышало температуру воздуха, увеличивало испарение и количество выпадающих осадков. Это было связано с периодами вулканической активности. Снижение вулканической активности давало обратный эффект и формировались аридные условия, где испарение незначительно превышало годовое количество осадков. Расчеты показывают, что при температуре воздуха в среднем $30\text{--}32\text{ }^\circ\text{C}$ и влажности, близкой к 100% , испарение находилось в пределах $85\text{--}900\text{ мм}$, а годовая сумма осадков в аридном типе климата составляла $600\text{--}800\text{ мм}$.

Климат раннего карбона имел характер, сходный с современным климатом влажных тропиков и был как бы унаследован от раннего палеозоя. Температура воздуха повсеместно составляла $30\text{--}25\text{ }^\circ\text{C}$, а годовое количество осадков превышало 2000 мм . Континентальные отложения повсеместно представлены красноцветными формациями почти без содержания извести и с постоянным присутствием остатков растений. В благоприятных условиях формировались угленосные отложения. Фауна и флора имела однотипный характер. В анатомическом строении растений выделяются крупные клетки, бурное развитие камбия и коры, каулифлория и др.

С образованием герцинид и формированием материка Лавразии на севере и существованием суперматерика Гондваны в Южном полушарии климат начиная со среднего карбона дифференцируется. На территории Сибирской и Северо-Китайской платформ и примыкающих к ним областей формируется почти тропический климат со среднегодовыми температурами $22\text{--}24\text{ }^\circ\text{C}$ и годовым количеством осадков свыше 2000 мм . Сезонным колебаниям были подвержены температуры воздуха, т. к. у деревьев в этом поясе появились годовые кольца. Влажность оставалась высокой и способствовала накоплению больших толщ каменных углей и огромных объемов континентального аллювия.

В пределах Аравийской и Индостанской платформ и южнее существовала южная теплоумеренная климатическая зона со среднегодовыми температурами воздуха $17\text{--}12\text{ }^\circ\text{C}$ и количеством осадков более 2000 мм/год . Как и для северной зоны, было характерно сезонное колебание температуры при постоянной влажности. В конце верхнего карбона в этой зоне отмечено похолодание, приведшее к небольшому оледенению и образованию ледниковых отложений тиллитов на территории Индостанской, Бразильской, Южно-Африканской и Австра-

лийской плит, составлявших единый материк Гондвану. Причиной оледенения могло быть смещение Гондваны к Южному полюсу или блоковые поднятия территории выше 2000 м над уровнем океана.

Между северной и южной зонами формировался тропический тип климата, который охватывал территорию Северной Америки, Европы, Средней, Центральной и Юго-Восточной Азии. Среднегодовые температуры воздуха здесь достигали 30–25 °С. Количество осадков при этом уменьшалось с востока на запад. На крайнем юго-востоке количество атмосферных осадков было более 2000 мм/год, в районах Центральной Азии и Южной Европы – 1200–2000 мм/год, а начиная с территории Средней Азии, через Центральную Европу на Северную Америку расширяется область с количеством осадков 800–1200 мм/год. Это было вызвано влиянием океана, что создало на территории зоны тропического климата океанические влажные области и внутреннюю аридную область. Термическая зональность вызвала развитие меридиональной циркуляции воздушных масс.

Развитие значительных площадей суши и наличие климатической зональности повлияло на характер развития органического мира каменноугольного периода. Наиболее примечательной его чертой является пышное развитие наземной древесной растительности, покрывшей все континенты. Основные группы растений, появившиеся в девоне, получили в карбоне наивысшее развитие. На Земле впервые появились лесные ландшафты довольно разнообразного состава. А. Н. Криштофович считал, что в девоне существовало примерно 12000 видов, а в каменноугольном периоде флора уже насчитывала около 27 000 видов растений.

Основной фон флоры составляли древовидные плауновидные, членистостебельные (хвощи), папоротники, птеридоспермиды и кордаитовые. Огромные запасы органического вещества в карбоне дали начало 38 % мировых запасов угля, в образовании которых принимали участие отмеченные виды растений с мощной корой и древесиной.

К началу карбона растительность полностью становится континентальной, но еще экологически связанной с приморскими низменностями. Она была однообразной. Оптимальные условия гумидного климата способствовали чрезвычайно систематическому разнообразию флоры, ее пышному развитию и резко возросшему объему продуцируемой ею биомассы. Впервые в истории Земли возникает лесной тип растительности. Среди всех основных групп растений, которые в

девоне были представлены кустарниковыми или травянистыми формами, развиваются деревья высотой до 30 и даже 50 м. Это был своеобразный, позже никогда не повторявшийся ландшафт болотистых лесов, существовавших в условиях жаркого и влажного климата. В этих условиях растения приобрели специфические морфо-анатомические особенности:

1) у многих видов раннего карбона сформировались ризофоры в нижней части ствола для более прочного закрепления деревьев на болотистой почве;

2) сильное развитие в стеблях и листьях воздухоносных тканей, способствующих усилению газообмена растений в условиях сильной влажности;

3) крупные размеры тканевых клеток, сильное развитие камбия и коры при слабой плотности древесины;

4) развитие у некоторых видов лепидодендронов и каламитов плодов на стволах (каулифлория);

5) отсутствие годичных колец.

Несмотря на то, что растительность раннего карбона довольно однообразна, Г. П. Радченко выделил на территории Евразии не очень четко выраженные три флористические области: Североевразийскую (Фенноскандия и Ангариды), Шотландско-Казахстанскую (Средняя Европа, Казахстан, Джунгария, Монголия, Северный Китай) и Средиземноморскую. Различия между флористическими областями существуют на видовом уровне, в морфо-анатомическом строении растений и заметны между наиболее северной и наиболее южной областями. Так, для Североевразийской области характерны кнории, плауновидные, лепидодендропсисы, ангародендроны, в которых были менее выражены воздухоносные ткани. В Средиземноморской области преобладали лепидодендроны, сублепидодендроны, аннулярии, сфеноптерисы, сфенофиллумы, астрокаламиды. В переходной Шотландско-Казахстанской области наблюдается обедненность видового состава за счет выпадения особо влаголюбивых видов каламитов (хвощей) и папоротников и обогащения примитивными голосеменными папоротниковидными растениями-птеридоспермами в связи с некоторой аридизацией климата в этой области и проявлением здесь кратковременных засух. Это были первые семенные растения, в то время как все другие – споровые.

В середине карбона в связи с возникновением климатической зональности ареал лепидофитовых и каламитовых лесов, произраставших при жарком влажном климате, значительно сокращается и концентрируется в районе экватора. При этом наиболее специализированные роды лепидофитов угнетаются, а им на смену приходят представители семейства сигиллярий, обладавшие большей экологической пластичностью. Параллельно возрастает роль предковых форм хвойных растений – папоротниковидных кордаитов, которые начинают господствовать в лесах к северу и югу от экватора. Одновременно в аридных условиях доминирует группа птеридоспермовых (семенных) растений, а также древнейших хвойных.

Во второй половине карбона продолжается процесс выхода растений на сушу. Растительность из приморских заболоченных низменностей начинает энергично проникать в глубь континентов по речным долинам и аллювиальным низменностям. Это способствовало образованию новых видов, экологических группировок и новых формационных типов растительности. Наряду с существовавшими болотистыми лесами лепидофитов и зарослями каламитов морских побережий и озерных котловин на хорошо увлажненных территориях аллювиальных равнин появляется ландшафт монотонной кордаитовой тайги с плотным древостоем. А в областях с переменным влажным климатом впервые возникает ксерофильное редколесье, давшее начало саваннам.

В этих условиях проявляется зональность растительности. На северо-востоке Евразии (Лавразии) (Фенноскандия, Ангариды) обособляется Тунгусская область теплоумеренной растительности, которая сформировалась на месте Североевразийской области раннего карбона, в условиях северной климатической зоны. Это была типичная кордаитовая тайга. Доминантами в ней были кордаиты – самые древние представители голосеменных папоротниковидных растений. Это были мощные деревья высотой более 30 м, с высоко расположенной кроной. Они имели крупные линейные или ланцетовидные листья размером до 1 м с почти параллельным жилкованием. Во втором ярусе и подлеске произрастали малорослые с признаками угнетения лепидофиты, представленные менее требовательными к теплу родами – кнория, бергерия, ангародендрон. Всего в тунгусской кордаитовой тайге было около 1000 видов растений. В древесине тунгусских кордаитов часто обнаруживаются годовые кольца роста, которые могли быть связаны

только с сезонными колебаниями температур, а не влажности, поскольку Тунгусская область в это время являлась ареной интенсивного угленакопления, требующего избыточного увлажнения.

Западная и Южная Европа, Средняя и Центральная Азия, Южный Китай и Индонезия составили Вестфальскую флористическую область, в которой была распространена растительность тропического облика, почти не изменившаяся с раннего карбона. Леса были полидоминантными. В них ведущую роль играли лепидодендроны – растения с мощным колонновидным стволом, имеющим высоту до 30–40 м и толщину у основания 1–2 м. У них была хорошо разветвленная крона, но как и у всех современных плаунов, стебель и ветки были плотно покрыты мясистыми подушковидными листочками. В ископаемом состоянии сохраняются как раз куски коры со следами прикрепления листочков. Среди лепидодендронов редко произрастали кордаиты и другой представитель плаунов – сигиллярии. Сигиллярии имели менее разветвленную крону и высоту не более 30 м. Второй ярус составляли кустарниковые и древесные формы каламитов. Эти представители членистостебельных (хвощей) достигали в высоту 8–10 м (иногда до 20) с мутовчатым расположением ветвей в несколько ярусов. Самый нижний ярус составляли кустарниковые формы каламитов и древовидные папоротники высотой до 2 м.

Между Тунгусской и Вестфальской областями существовала переходная зона из лесов, доминантами в которых были сигиллярии и кордаиты, а в подлеске древнейшие представители хвойных – лебахии и вальхии, близкие современным араукариям.

По мере удаления от океана, начиная с территории Центральной Азии и до Северной Америки, в составе Вестфальской флоры появляются формации ксерофильных редколесий. Площадь их незначительная в Центральной Азии расширялась на всю территорию Западной Европы, что совпадало с развитием аридной климатической области. Растительность на этих территориях имела вид редколесий и кустарниковых зарослей. Происхождение этих формаций связано с гигрофильными группировками раннего карбона. С аридизацией климата влажная флора лепидодендронов уступила место мезофильной сигилляриевой растительности с элементами первых представителей птеридоспермовых – одонтоптеридов, а в позднем карбоне одонтоптериды стали основой для развития низкорослых деревьев и кустарников из

родов невроптерис и пекоптерис, которые уже размножились семенами, что и позволило им заселить внутриконтинентальные области.

В Южном полушарии на территории Гондваны флора имела другой облик. Основу ее составляла кордаитовая тайга. Но по сравнению с тайгой тунгусского типа в ее составе было всего 80 видов. Под кордаитами в подлеске широкое распространение получили мелкие кустарниковые формы птеридосперм – глоссоптерис и гангамоптерис, хвощи – шизоневра и филотека, папоротник – гондванидиум. Эту растительность часто называют глоссоптерисовой и ее происхождение связывают с оледенениями южных территорий в карбоне.

Животный мир каменноугольного периода развивался в морской среде и на континентах. В морях продолжали существовать те же группы животных, что и в девоне, только произошло обновление состава семейств, родов и видов. Среди бентосных организмов доминантами стали фораминиферы семейства фузулинид (роды фузулина, трицитес и др.), раковины которых вошли в состав фузулиновых известняков и замковые брахиоподы, количество родов которых в карбоне сократилось. Доминировали сперифериды – роды унисперифер, сперифер, неосперифер и особенно продуктиды – гигантопродуктус, продуктус.

Начали развиваться древние аммониты, которые были мелких размеров и имели менее скульптурную раковину – гониатиты, агониатиты, проноритес.

На шельфе теплых морей существовали четырехлучевые кораллы – каниния, петалаксис и др., а также табуляты, мшанки. В морях обитали морские лилии, губки, гастроподы, остракоды, двустворки, различные водоросли.

Несколько иначе проходило развитие животного мира суши. Влажный и теплый климат нижнего карбона и существование многоводных рек, озер и болот, покрытых лепидодендровыми лесами, несколько затормозили эволюцию наземных организмов, а в некоторых случаях проявилась деградация прогрессивных признаков. Этот процесс коснулся в основном фауны рыб и земноводных. Рыбы континентальных водоемов в условиях избытка влаги постепенно полностью утратили легочное и укрепили жаберное дыхание и плавательный пузырь. Постепенно исчезает также кистеперость у рыб и совершенствуются плавники (лучеперые рыбы). Отсутствие засух и устойчивый режим водоемов делали легочное дыхание и кистеперость у рыб из-

лишними. Рыбы становятся мелкими. И они ошиблись!!! В итоге позже вымерли, и сохранились до наших дней неоцератодус (однолегочный) в Австралии и двулегочные – протоптерус в Африке и лепидосирина в Южной Америке. Амфибии раннего карбона также обитали в водной среде, где конечности и легкие работали мало и постепенно деградировали. Конечности становились короткими и слабыми и служили животным не столько для опоры при ползании по суше, сколько для подгребания при плавании. Тело животных удлиняется змеевидно за счет отсутствия верхних отростков на позвонках и звери напоминали ящериц, змей и крокодилов. Как и рыбы, амфибии были мелкими. Особенно широко распространены были микрозавры, напоминавшие саламандр. Это были липоспондильные амфибии – вытянутые. Среди них находились нектридии с крупным черепом, который достигал 1/3 части тела. Естественно, что такие формы ноги не могли нести на суше.

Во второй половине каменноугольного периода вслед за растительностью бурно развивались животные растительноядные. В основном это были членистоногие животные – многоножки, ракообразные, паукообразные. В массе своей они были связаны с водой или с влажными местообитаниями. С развитием суши, аридизацией климата и ксерофитизацией растений членистоногие стали осваивать также более засушливые экотопы. Среди них появились насекомые, которые дышали трахеями. А в лесах и редколесьях среднего и верхнего карбона обитали панцирные пауки, клещи, скорпионы, бескрылые и крылатые насекомые – стрекозы, размах крыльев у некоторых достигал до 100 см. Началось освоение воздушного пространства. Среди членистоногих образуются хищники.

Однако амфибии во второй половине каменноугольного периода не последовали за растительностью и продолжали осваивать только болотистые низменности и произвели большое количество форм. Липоспондильные микрозавры, похожие на саламандр, уступили место водным эмболомерам, а в верхнем карбоне появились крокодилоподобные лабиринтодонты – рахитомы, обитатели рек и озер. Земноводные не смогли продвинуться в способах размножения и откладывали икру в водной среде. Одновременно они не выработали прочной защиты от испарения, из-за чего не могли удаляться далеко от водоемов. Конечности у них по-прежнему были слабыми, хотя отдельные груп-

пы имели и более сильные и крупные конечности, позволявшие животным ползать по суше.

Неосвоенная экологическая ниша в виде гигантских лесных просторов начала быстро заполняться новыми животными – пресмыкающимися. Древнейшие из них – котилозавры и пеликозавры появились в среднем карбоне и их роль в наземной фауне с этого времени начинает расти. Быстрый прогресс рептилий связан с рядом биологических преимуществ перед амфибиями – совершенное легочное дыхание и более интенсивное кровообращение, развитие плотного рогового покрова, предохранявшего тело от потери влаги, размножение на суше с помощью кладки яиц. Недостатком была их холоднокровность, что ограничивало климатическими показателями распространение рептилий. Котилозавры и пеликозавры были массивными животными, передвигались на толстых пятипалых конечностях. Размеры их варьировали от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Наиболее примитивным животным была сеймурия размерами до 0,5 м, сохранившая много признаков земноводных. Среди рептилий были хищные и растительноядные виды. Распространению последних способствовало обилие разнообразной пищи.

В итоге в каменноугольном периоде впервые сформировалась географическая зональность природы.

Самая древняя зона – экваториальная. Она охватила центральную часть Северной Америки, Западную Европу, Северную Африку и далее через юг Европейской части России, Украину, Турцию, Иран, Афганистан, Гималаи протягивалась в Юго-Восточную Азию. Литогенная основа сформировалась из мощных морских карбонатных толщ, для которых характерны залежи железных руд, бокситов, каменного угля из папоротниковых, хвощей и плаунов. Климат постоянно влажный (> 2000 мм/год), без сезонов года, жаркий ($25\text{--}30$ °С). Развиты лесные ландшафты из лепидодендронов, каламитов, древовидных папоротников. В составе фауны преобладали земноводные (стегоцефалы) и членистоногие.

Более молодой в геологическом отношении является саванноидная зона редколесий и кустарников. Образовалась она в верхнем карбоне внутри экваториальной зоны по мере удаления ее от океанов. В составе геомы проявляются гипсы и соли. Климат тропический аридный, жаркий, с засухами ($800\text{--}1200$ мм/год). Развиты папоротниководные голосеменные птеридоспермовые кустарники и редколесья. Жи-

вотный мир представлен членистоногими – пауками, скорпионами, а в конце карбона – рептилиями.

Севернее и южнее экваториальной зоны располагались зоны умеренно тропического климата, показателями которого служат красные цветы, доломиты, гипс, ангидриты и каменная соль.

Северная зона охватывала Аляску и северо-западную часть Канады, северо-восток России, Среднюю и Западную Сибирь. Климат влажный (более 2000 мм/год) с выраженными сезонами года, температура воздуха +22...+24 °С. Развита тунгусская кордаитовая тайга со споровыми растениями в подлеске. Этот регион интенсивного угленакпления. Животный мир – пауки, клещи, насекомые.

Южная зона с умеренно теплым климатом занимала почти всю территорию Гондваны. Температура воздуха +12...+17 °С, осадки более 2000 мм/год. Кордаитово-глоссоптерисовые низкорослые леса с обилием насекомых преобладали на всей территории зоны. Вероятно, на юге Гондваны была еще одна зона с холодным климатом, показателем которого служили ледниковые отложения (тиллиты).

Пермский период длился всего 38 млн лет с 286 млн до 248 млн по изотопному летоисчислению. В пермском периоде завершается развитие природы палеозойской эры и закладываются основные черты природы мезозоя. По имеющимся материалам в перми начинают активно формироваться в самостоятельную зону саванны. Это стало возможным с дальнейшим увеличением площади суши за счет завершения развития герцинид. Но более значимым процессом становится выход значительных территорий платформ из-под морского режима. Это касается запада Северо-Американской платформы, центра Южно-Американской и севера Северо-Африканской платформ. Таким образом, площади Лавразии и Гондваны увеличиваются, а континентальный режим охватывает почти всю территорию Северной Америки (за исключением Кордильер), Южной Америки и Африки. В районе Западной Европы (Гибралтар, Испания, Франция) Лавразия смыкается с Гондваной и море Тетис становится внутриконтинентальным, простираясь от Италии до Средней Азии, а дальше разделяясь на две ветви: южную – между Аравийской и Индостанской платформами и восточную – между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Это привело к тому, что на западе сформировался участок суши, в несколько раз больший, чем на востоке, где он был разбит на крупные массивы морскими бассейнами. Соотношение суши и океана на Земле еще бо-

лее изменилось в пользу суши, чем в карбоне. Особенно это проявилось на западе Лавразии и Гондваны.

Тектонические процессы повлияли на характер формирования осадконакопления в пермском периоде, из которого формировалась литогенная основа природных комплексов – геома. В ранней перми, когда еще существовали геосинклинальные условия, накапливались, как и в карбоне, мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (туфы, базальты). В общем объеме осадков Земли они составляли около 30 %. Однако около 50 % объема осадков приходилось на процессы осадконакопления в шельфовых морях, образованных на месте окраин платформ. Они представлены известняками и терригенными отложениями (глины, пески, алевроиты) в равных количествах (по 25 %). На долю континентального осадконакопления приходилось около 20 %, при этом заметно снижается угленакопление до 3 % от всего объема, против 10 % в карбоне. Угленосные толщи формировались в озерах (лимнические серии), заметно увеличивается соленосная формация (Урал, Великие равнины).

В поздней перми резко сокращается объем карбонатных морских отложений до 10% и увеличивается доля континентальных обломочных осадков до 35%. Вместе с углями и наземно-вулканогенными формациями объем отложений на материках составил около 45 % от всего объема отложений (в карбоне примерно 35 %). Доля морского осадконакопления сокращается до 55 %. В их структуре известняки занимали примерно 10 % объема (в карбоне – 30–40 %), подводно-вулканогенные формации примерно 15 %, а 40 % объема формировалось за счет терригенных отложений (в карбоне примерно 30 %), что связано с увеличением площади суши.

Климат пермского периода продолжал развиваться в структуре климата позднего карбона. В ранней перми широтная зональность климата напоминала климатическую зональность верхнего карбона. Без особых территориальных и функциональных изменений продолжал развиваться на северо-востоке Евразии пояс теплоумеренного (почти тропического) климата. Среднегодовые температуры воздуха в нем составляли 24–22 °С, а годовая сумма осадков превышала 2000 мм. Таким образом, на отмеченной территории устанавливается теплый равномерно влажный бореальный климат.

Европа и Южная Азия находились в пределах тропического климата со среднегодовыми температурами воздуха 30–25 °С. Однако

географическое распределение и режим выпадения атмосферных осадков в пределах развития тропического климата был разным, что дифференцировало климат на аридный, переменнo влажный и равномерно (постоянно) влажный. Постоянно влажный тропический климат связан с территорией Юго-Восточной Азии и испытывал влияние океана. Годовое количество осадков здесь превышало 2000 мм, что способствовало интенсивному угленакоплению. Области переменнo влажного климата существовала на территории Печерского бассейна, Казахстана, Центральной Азии и в районах Передней Азии. Гумидный климат с кратковременными засухами способствовал образованию в этих районах бескарбонатных высокоглинистых (местами бокситоносных) пестроцветов, всегда в той или иной степени угленосных. Среднегодовая сумма атмосферных осадков в этом климате составляла 1000–1500 мм. Аридная область охватила территорию Европы и Средней Азии. Среди отложений континентальных бассейнов в условиях аридного климата преобладающее распространение получили красноцветы, а в эпиконтинентальных морях, испытывавших регрессию, – органогенные и оолитовые известняки, доломиты, гипсы и соли. Годовая сумма осадков в таких климатических условиях составляла 700–1000 мм.

Особое место в климатической зональности в ранней перми занимали территории Индостана и Австралии, продолжавшие испытывать влияние прохладных воздушных масс и ледников. В климате Индостана существовали сезонные изменения температуры воздуха и осадков. Среднегодовые температуры воздуха находились в пределах 17–12 °С, а годовая сумма атмосферных осадков равнялась 1000–1500 мм.

В течение позднепермской эпохи аридизация климата нарастала, расширялась область его проявления и возрастала степень его пустынности. Область распространения аридности климата увеличивалась с увеличением площади суши за счет регрессии морских бассейнов на окраинных участках платформ. Аридный климат расширяется на восток и занимает территории Западной Европы, Передней Азии, Аравийского полуострова, Центральной и Южной Монголии и Северного Китая. На этих территориях угленакопление снижается и к концу перми полностью прекратилось. В зоне аридного климата были высокие среднегодовые температуры воздуха (25–30 °С) и значительная

сухость, что привело к колоссальному выпадению солей на мелководьях, опреснению океана и уменьшению поступления солей с суши.

Пояс теплоумеренного климата на северо-востоке не изменил своих территориального положения и физических свойств. Заметно сократилась площадь территорий с постоянно влажным тропическим океаническим климатом, а область переменного влажного тропического климата сместилась на восток и юг – на территории Центрального и Восточного Китая и Индостана.

В перми структура растительного покрова Земли продолжала усложняться за счет расширения аридной климатической области тропического пояса. Вестфальская тропическая флора постепенно теряла влаголюбивые элементы (лепидодендроны, каламиты, сфенофиллы и обогащалась представителями голосеменных растений (хвойными, птеридоспермами, гинкговыми (байера) и цикадовыми (птерофиллу-мы). Морфологические особенности раннепермских растений – чешуйчатые листья, ребристость экзины пыльцы – указывают на ксерофильный характер и на то, что еще в ранней перми формировались ландшафты с красноземными корами выветривания и разреженной ксерофильной растительностью, в которой просматривается прообраз саванны.

На юго-востоке Азии в Катазийской области господствовала тропическая вестфальская флора, где доминировали древовидные папоротники гигантоптерисы, образывавшие обширные заросли на приморских низменностях. С гигантоптерисами соседствовали лепидодендроны и крупные каламиты. Флора была гигрофильной и мезофильной без хвойных и птеридосперм и даже без кордаитов. Катазийская флора была распространена до Средней Азии и до Амура. Растительность Тунгусской области в ранней перми претерпела наименьшие изменения. Ее отличало необычайное развитие кордаитовых лесов с мелкими птеридоспермами в подлеске и широким развитием моховых (сфагновых) болот, что указывало на обильное и равномерное увлажнение. На границе с Вестфальской тропической областью в подлеске кордаитовых лесов редко появляются малорослые лепидодендроны, каламиты и примитивные хвойные растения. Кордаиты были представлены крупными деревьями высотой 30–40 м и диаметром ствола до 1,5 м. Годичные кольца роста и листопадность у них были выражены лучше, чем у кордаитов карбона, что зависело от более значительных сезонных колебаний температур воздуха. Кордаитовая

флора расширяла свой ареал на территории Печорского бассейна, Казахстана, Зауралья до границы с аридной областью Европы.

В поздней перми в результате сильной аридизации климата высыхают аллювиальные приморские низменности и вымирает покрывавшая их влаголюбивая растительность. От огромных лесов остаются мелкие и редкие оазисы, разбросанные по речным долинам, где еще сохранялись водотоки. Раньше всего аридизации подверглась тропическая Вестфальская область на всей территории, поэтому ее флористические элементы – лепидофиты, стенофилы и каламиты в основной массе вымирают и заменяются ксерофильными аналогами с доминантами из птеридоспермов и древних хвойных.

В Тунгусской области кордаитовые леса сохранились до конца перми, но ксерофитизация наблюдается и в этих лесах – уменьшились размеры растений, стала меньше листовая пластина, толстые и сочные листья замещаются тонкими, сухими и кожистыми, усложняется жилкование листа. На границе с тропическим ксерофильным редколесьем обнаруживается резкое уменьшение роли кордаитов и измельчение их форм, а широкое распространение получили древние хвойные, гинкговые и цикадовые (саговники).

В пермском периоде впервые начинает проявляться зоогеографическая зональность. Начинают складываться различия между морскими фаунами высоких и низких широт, допускающие уже выделение Бореальной и Тропической областей. Граница между ними была близка к границам, выделенным по климату и растительности. И хотя фауны Бореальной и Тропической областей имели общие корни, однако видовое богатство было различным. Например, для обеих областей были характерны одни и те же семейства и роды брахиопод, но в тропических фаунах насчитывалось более 300 видов этих животных, а в бореальных – не более 50. Подобное соотношение наблюдалось и среди других групп организмов.

Для Бореальной области были характерны примитивные двустворчатые моллюски, представленные донными формами. Обитали в бореальных морях брахиоподы, мшанки и фораминиферы – лагениды и аммодисциды. Кораллы не имели в своем составе представителей из рода табулят, кораллы ругозы встречались редко и часто замещались мшанками из отряда трепостомид. Среди морских водорослей полностью отсутствовали зеленые сифонниковые водоросли.

В Тропической области наблюдается большое разнообразие видов, но малое количество особей отдельных видов. Характерной особенностью является большое количество рифовых построек, которые были образованы сифонниковыми водорослями, губками, кораллами (табулятами и ругозами), мшанками и брахиоподами. Среди фораминифер господствуют фузулиниды – швагерина, неошвагерина, суматрина. Много реликтовых форм.

Существовала небольшая переходная область в Монгольском море, фауна которого имела представителей и Бореальной и тропической областей.

В поздней перми происходит одно из самых значительных изменений в фауне. Вымирают трилобиты, гониатиты из амоноидей, ругозы и табуляты из кораллов, фузулиниды, много родов брахиопод. Кризис затронул лишь стеногалинные группы. Причиной кризиса явилось опреснение океана в связи с засухой и образованием мощных толщ галогенных осадков.

Наземная фауна в пермском периоде была представлена земноводными, рептилиями, членистоногими, кистеперыми и двоякодышащими рыбами, пресноводными низшими ракообразными – эстериями и остракозами, двустворчатými моллюсками. В связи с тем, что организмы только осваивали сушу и вырабатывали приспособления к жизни вне пределов водных бассейнов, зональность фауны не была еще выражена, как во флоре и морской фауне.

В ранней перми еще преобладали амфибии над рептилиями по количеству видов. Земноводные были представлены двумя отрядами – рахитомными лабиринтодонтами и сеймуриаморфами, которые обитали в реках и озерах. Среди лабиринтодонтов известны двинозаурусы, у которых было ярко выраженное жаберное дыхание, появившееся вторично. Обильны были бентозухусы с длиной черепа до 75 см и выраженными чертами жизни на суше около воды. В воде и на суше проходил цикл развития у брахиозаурусов, у которых молодые животные еще имели жабры, а у взрослых они исчезали. Более мелкие размеры (до 0,5 м) имели представители сеймурий. Пермские сеймурии Северной Америки обладали очень примитивной морфологией. Их предки дали начало развитию рептилий в девоне, а сами сеймурии продолжали параллельно сохраняться и в карбоне, и в перми, образуя слепую ветвь. Эти амфибии имели острые зубы и питались мелкими животными. В Европе и на Русской равнине жили другие виды сеймурий –

котлассии. Эти животные вторично приспособились к водной жизни – имели плоский череп и слабое окостенение скелета. Самыми мелкими представителями земноводных были доживавшие примитивные змеевидные лепоспондиллии с позвоночником в виде резких расширений и сужений, как песочные часы. Они были разнообразны по своему облику и по приспособлениям.

Более редко встречающиеся, чем амфибии, рептилии в ранней перми продолжались представителями котилозавров (анапсидные). Это были примитивнейшие пресмыкающиеся, которые дали начало другим отрядам рептилий. В нижней перми котилозавры были представлены довольно богато и разнообразно. По строению тела они были еще близки амфибиям (лабиринтодонтам), но уже являлись вполне наземными животными с хорошо развитыми конечностями, с ограниченным испарением с кожного покрова и с меньшим охлаждением тела. Температура тела рептилий приближалась к температуре воздуха и при движении была выше. Это давало возможность животным более широко распространяться к северу, вплоть до Гренландии, Шпицбергена, бассейна Северной Двины. Среди котилозавров в Европе и Африке преобладали крупные травоядные рептилии парейзавры – “щечкастые ящеры”. Они достигали длины 2,5 м и очень медленно передвигались на высоких ногах, положение которых было близко к вертикали. Защищены животные были костными пластинами на спине и выростами на голове. Появились в перми и жили рядом с котилозаврами разнообразные черепахи. Более мелкие представители котилозавров были сходны с ящерицами (никтеролетеры).

Еще одной древней группой пресмыкающихся в перми были синапсидные животные – пеликозавры и терапсидные, или звероподобные. Пеликозавры были схожи с котилозаврами по уровню развития. Наиболее примитивные из них были хищниками, более прогрессивные черты строения наблюдаются у травоядных животных. У всех пеликозавров эволюция направлена на развитие хождения на четырех ногах (среди них не было «двуногих»). Зубная система синапсидных рептилий и некоторых представителей была дифференцирована, зубы были нескольких типов, что сближало их с млекопитающими. Среди пеликозавров преобладали животные рода диметродон. Рептилии имели в длину 3 м, череп составлял 40 см, выделялись длинные до 1 м остистые отростки позвонков, что делало животных на вид горбатыми. Среди зубов развиваются клыки. Животные были хищными. А рядом

паслись эдафозаурусы, зубы у которых были тупые, конические, а на высокой горбатой спине были развиты поперечные шипы – своеобразная защита от хищников.

Более высокоорганизованными были терапсидные – звероподобные рептилии. Они имели наибольшее сходство с млекопитающими. Среди них большинство были хищники, но встречались и фитофаги. Конечности у них, как у млекопитающих, располагались уже под туловищем, а не параллельно ему, как у пеликозавров или амфибий. Териодонты были плотоядные, подвижные животные, с дифференцированной зубной системой. К териодонтам относились животные рода иностранцевия, достигавшие 3 м в длину. У этого хищника были мощные клыки на верхней челюсти и крупные когти. В отличие от иностранцевий дицинодонты были травоядными животными, которые питались мягкой водной растительностью, в связи с чем у них полностью исчезли зубы, за исключением верхних клыков. Еще больше развиты были конечности у диноцефалов, отчего тело этих крупных рептилий было заметно приподнято над землей. В Южной Африке диноцефалы были представлены родом мосхопс, а в Европе – родом улемозаурус. Это были большие травоядные животные, напоминающие носорогов, с объемистым, массивным туловищем. Мощные передние конечности были больше задних.

В поздней перми с аридизацией климата и сокращением площадей водоемов вымирают рахитомные амфибии и примитивные рептилии – котилозавры, пеликозавры, дицинодонты. Часть из них постепенно возвращается к морскому образу жизни. Резко сокращается фауна кистеперых рыб, а двоякодышащие рыбы были представлены цератодусами – рыбой пустыни, которая способна переносить полное высыхание водоема и на длительное время впадать в спячку.

Вместе с остатками верхнепермских амфибий, рептилий и двоякодышащих рыб часто находят остатки пресноводных пелиципод, эстерий, остракод, а также отпечатки растений своеобразной так называемой «тростниковой» флоры – эквизетитов и неокаламитов. Характер этих остатков свидетельствует о том, что водоемы были мелкими, открытыми, с пустынными берегами.

5.2.4. Палеогеография мезозойского времени

Мезозойская эра продолжалась около 180 млн лет: с 248 млн до 65 млн лет. К началу мезозоя завершилось геосинклинальное развитие

Урало-Монгольского, Атлантического и Арктического поясов, а также отдельных участков Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Геосинклинальные пояса превратились в молодые платформы – Западно-Европейская, Иберийская, Марокканская, Скифско-Туркменская, Северо-Памирская-Кунылунская, которые объединили докембрийские платформы. В Северном полушарии существовала огромная платформа Лавразия, южнее ее располагалась другая гигантская платформа – Гондвана. Эти две колоссальные платформенные глыбы разделялись геосинклинальными областями Средиземноморского пояса. Впадина Тихого океана была окружена геосинклинальными областями Тихоокеанского пояса.

Важную роль среди событий мезозоя играл процесс распада южного материка Гондвана и формирование на месте континентов океанических впадин. Столь существенное пространственное перераспределение суши и океана сильно повлияло на палеогеографическую обстановку мезозоя. Это отразилось на органическом мире, который все более приобретает зональные черты.

Триасовый период длился 35 млн лет, с 248 млн лет до 213 млн лет по изотопному летоисчислению. Ранний и средний триас – непродолжительные по времени эпохи, в которых проявлялись черты развития природы позднего палеозоя (перми). В раннетриасовое время завершаются герцинские горообразовательные движения в пределах Урало-Монгольского, Атлантического и Тихоокеанского поясов. Глыбовые движения происходили и на древних платформах, где они сопровождались излияниями базальтовых лав по зонам глубинных разломов (трапповый магматизм). На платформах материка Гондваны максимум проявления траппового магматизма падает на конец триаса. Среднетриасовая эпоха – время наибольшего поднятия материков и сокращения площади морского осадконакопления.

В конце триаса началось интенсивное складкообразование в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах, возникли структуры Тибета, Индокитая, Малаи, Индонезии, складко- и горообразовательные движения сопровождались интенсивным магматизмом.

Орогенические движения и общее поднятие континентов на заключительном этапе герцинского тектонического цикла обусловили широкое распространение континентальных обломочных красноцветных отложений в раннетриасовую эпоху. Следующий максимум развития континентального обломочного красноцветного осадконакопле-

ния соответствовал позднему триасу и связан с активизацией геосинклинальных областей и тектонических движений на платформах в зонах аридного климата. В позднем триасе наблюдается накопление континентальных угленосных отложений на территории Тунгусской синеклизы, Северо-Китайской и Австралийской платформ. Накопление карбонатных осадков к раннему триасу сокращается до минимума, ограничиваясь геосинклинальными прогибами. Наибольшее развитие магматических пород наблюдалось за счет траппов на платформах: Сибирской, Южно-Африканской, Южно-Американской. Характерны обильные соленосные толщи и отложения гипсов – Мексиканский залив. Полностью отсутствуют ледниковые отложения.

По широкому развитию зон аридного климата начало триаса начинало пермский период, свидетельством чего являются осадки пустынь и солеродных лагун в составе отложений нижнего и среднего триаса. В раннем и среднем триасе происходило дальнейшее нарастание засушливости, ксеротермичности и континентальности климата. Максимум аридизации климата в течение этой фазы пришелся на среднетриасовую эпоху. Поток солнечной радиации, достигавший Земли, хотя и был значительным, но радиационный баланс в это время едва ли достигал максимальной величины, т. к. много тепла отражалось оголенной поверхностью опустыненного континента в виде эффективного излучения. Атмосфера в триасе вновь начинает насыщаться CO_2 вследствие слабого развития фотосинтеза, мало осваивавшего углекислый газ и столь же мало продуцировавшего свободный кислород. К тому же CO_2 в значительном количестве мог поступать в атмосферу с продуктами вулканической деятельности, которая в триасе была связана с завершением развития герцинид. Относительно высокое парциальное давление CO_2 способствовало интенсивному (при данных условиях увлажнения) выветриванию и повышало растворимость в морской воде карбонатов.

Общеатмосферные процессы и наличие больших площадей суши создали условия для зональности климата.

На территории Северо-Восточной Азии, от 82° с. ш. до 52° с. ш. установился квазитропический (почти тропический) «бореальный» тип климата, муссонообразный с обильными атмосферными осадками (1200–2000 мм/год). Среднегодовая температура составляла $22\text{--}24^\circ\text{C}$. Были не очень четко выражены сезоны года, подчеркнутые более влажными и более засушливыми периодами.

Остальная территория Евразии располагалась в тропическом климате со среднегодовыми температурами воздуха 25–30 °С. Однако количество осадков на такой большой площади было разным. Юго-Восточная Азия, Филиппины, Япония, восточный Индостан имели океанический тропический климат с годовым количеством осадков около 2000 мм. Материковый (континентальный) тропический климат распространялся на преобладающей части Евразии, достигая истоков Оби, Лены и районов побережья Восточно-Китайского моря. При этом самый аридный вариант климата распространялся на территорию Центральной, Восточной и Южной Европы, Передней, Средней и Центральной Азии, Аравийского полуострова, Гималай, юго-западной Индии. Количество осадков в этой зоне не превышало 500–800 мм/год. Переменно влажный тропический климат занимал промежуточное положение – Фенноскандия, север Восточной Европы, Западная и Восточная Сибирь, восточный Китай, Тува, Забайкалье, центр Индии. Здесь количество осадков находилось в пределах 800–1200 мм/год.

В позднем триасе с началом активизации Средиземноморского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов начинают меняться климатические процессы. Изменения шли на протяжении 25 млн лет и достигли значительных территориальных сдвигов границ, в то время как на ранний и средний триас приходилось всего 16 млн лет.

Происходило сокращение площади континентального аридного тропического климата, который к концу триаса сохранился только на территории Южной Европы, Передней Азии и Аравийского полуострова. Зона переменно-влажного тропического климата расширилась, но и сместилась на территорию Центральной Европы, Казахстана, запад Монголии и Китая, Гималаи, севера и центра Индостана. Тропический океанический тип климата не изменил своего положения и остался на территории Юго-Восточной Азии с количеством осадков более 2000 мм/год. Но между океаническим типом и переменно-влажным узкой полосой от побережья Восточно-Китайского моря до южного Индостана сформировался муссонный тип климата со среднегодовыми температурами воздуха 30–25 °С и годовым количеством осадков 1200–2000 мм. Квазитропический («бореальный») тип климата резко расширил свои границы, занимая Фенноскандию, север Европейской части России, всю Сибирь и восточное побережье Азии до о. Хокайдо. На Чукотке начал формироваться пояс ослабленного боре-

ального климата с большим количеством осадков 1500–2000 мм/год и среднегодовыми температурами воздуха 21–18 °С.

Растительные остатки раннего и среднего триаса исключительно редки, бедны по составу и имеют отчетливо ксерофильный характер. Они не оставляют сомнения в том, что в это время преобладающие территории материков находились под влиянием аридного климата. Для Евразии установлена следующая картина состояния и зональности растительного покрова в раннем и среднем триасе.

Тунгусская область с кордаитовой тайгой отступает в районы Чукотки, Корякского нагорья и Камчатки. Кордаитовые леса сильно деградируют. Влаголюбивые их элементы полностью вымирают (лепидодендроны, каламиты). В результате вымирания влаголюбивых растений их место во флоре заняли древние хвойные, цикадофиты и гинкговые, освоившие относительно сухие местообитания. Впоследствии из них сформировался базис мезозойской растительности. Ксерофитизация проявляется на всех группах растений – уменьшился их общий размер и листовая пластинка, листья становятся сухими и кожистыми. Леса приобретают гинкгово-кордаитовый облик.

В Юго-Восточной Азии растительность развивалась в условиях океанического влажного климата без резких смен путем последовательного замещения древних элементов. Флора триаса включала в свой состав много палеозойских элементов и была представлена мезофильными ассоциациями. В течение всего триаса в развитых кордаитовых лесах произрастали в большом количестве древовидные папоротники и плауновые, которые затем перешли в полихронную флору мезозоя.

На территории Индостана, где развивалась гондванская флора глоссоптерисового типа, постепенно возрастала роль и разнообразие цикадофитов, более прогрессивных птеридосперм и папоротников.

На большей части территории Евразии развивалась ксерофитная тропическая растительность. В наиболее сухой части материка, включавшей Западную и Южную Европу, Аравийский полуостров, Переднюю и Среднюю Азию, растительность была особенно бедной. Это были единичные оазисы среди пустыни, в которых произрастали преимущественно хвойные (вальхия, ульмания, вольция, араукаритес), ксерофильные птеридоспермы (каллиптерис), цикадофиты, а также ксерофилизированный потомок сиггилярий – плевромейя, являвшийся биологическим аналогом современных кактусов и, как и кактус, про-

израставший в сухих районах триасовой суши. В умеренно сухой зоне, распространявшейся на северо-восточную Европу, Сибирь, Амурский бассейн и Восточный Китай, растительность была меньше ксерофитизирована. Здесь господствующее положение принадлежало хвощам, папоротникам и мелкорослым кордаитам. В подлеске произрастали птеридоспермы (тинфельдия, терсиелла), хвойные и древнейшие представители цикадофитов и гинкговых.

Кульминация ксерофитизации растительности пришлась на средний триас, в отложениях которого растительные остатки особенно редки. К этому времени и приурочивается основное обновление растительности. В связи с этим флора раннего триаса обнаруживает связи с верхнепалеозойскими комплексами, а флора позднего триаса является уже вполне мезозойской. После среднего триаса споровые растения (хвощи, плауны, папоротники), связанные с очень влажной средой обитания, утратили ведущее положение. Исключением является лишь территория Юго-Восточной Азии, где споровые растения присутствовали и в мезозойской флоре. На смену споровым приходят семенные растения, у которых процесс размножения мог происходить без воды – вне сырых мест.

В позднетриасовую эпоху появляется ареал мезофильной растительности, который охватывает весь северо-восток Евразии, вплоть до Енисея и Амура. Вымирают кордаиты и тайга становится цикадофитохвойно-гинкговой. На смену кордаитам во втором ярусе появляются древние примитивные хвойные растения и саговники. Северо-Восточная Европа, Западная Сибирь и Забайкалье были заняты ксерофильными дериватами мезофильной растительности. Тайга становится более редкой и представляет собой обширные заросли и лесные массивы. В составе растительности сохраняются еще последние малорослые птеридоспермовые – семенные папоротниковидные растения. В Юго-Восточной Азии, Корее и Японии растительность полностью восстанавливает мезофильный облик. В ее составе большое значение приобрели папоротники, новая формация хвойных (древние представители подокарповых, сосновых, подозамитовых), цикадофиты и гинкговые. На территории Южной Европы, Аравийского полуострова и Центральной Азии все еще продолжала сохраняться тропическая пустыня, но уже не столь бесплодная, как в среднем триасе. Растительность оазисов сменилась отдельными лесными массивами из папоротников, птеридосперм, гинкго, хвойных с признаками ксерофит-

ности. Такие массивы лесов размещались по достаточно обводненным долинам, по низким открытым берегам водоемов произрастали преимущественно хвощовые («тростниковая флора клейпера»), а на сухих местах – хвойные, ксерофильные цикадофиты (узколистные таэниоптерис и птерофиллум) и птеридоспермы (каллиптерис, тинфельдия) с опушенными листьями. В общем растительность из эксарааридной преобразовалась в умеренно аридную. В Средней Европе, Казахстане, Средней и Центральной Азии, где ощущалось слабое аридное влияние, были широко распространены хвощи и птеридоспермы, субдоминантами являлись цикадовые и гинкговые.

Зоогеографическая зональность, как и в Перми, продолжала существовать слабо и только в морской среде в виде двух зон – Бореальной и Тропической. В раннем и среднем триасе граница между ними проходила по северо-востоку России, а в позднем – значительно южнее, приблизительно по границе между Тунгусской и Тропической флористическими областями.

В Тропической зоне, которая была развита в основном в Тетисе, выделяются три сектора. В европейском (альпийском) секторе фауна была самой богатой и разнообразной. В состав ее входили настоящие аммонитиды, двустворки, шестилучевые кораллы, морские ежи, морские водоросли (диплопоры и гиропореллы), брахиоподы (ринхонелиды и теребратулиды). Пелициподы (псевдомонотис, даонелла, галобия) в областях терриогенной сидементации были с тонкостенными раковинами, а в областях карбонатного осадконакопления – с толстостенными (мегалодон, дицерокардиум).

В центральном (азиатском) секторе было много мелководий в сочетании с глубоководными зонами, что создавало предпосылки для максимального разнообразия фауны. Ведущее положение в ней занимали аммоноидеи из группы цератит – офицерас, меекоцерас, цератитес, флеменгитес, ксенодискус. Нередко присутствовали настоящие аммониты – пинакоцерас, трахицерас, монофиллитес. Много было шестилучевых кораллов и толстостенных пелиципод – мегалодон, дицерокардиум.

В восточном секторе (моря Юго-Восточной Азии) разнообразие животных было невелико. Угнетены были все организмы рифовой фации – кораллы, брахиоподы, толстостенные пелициподы. Аммониты цератитовой линии присутствовали только в раннем триасе. Основной группой были тонкостенные пелициподы – псевдомонотис, даонелла,

галобия. Провинциальные различия исчезли в позднем триасе, когда исчезли мелководные моря и фауна стала однообразной (аммонитово-пелициподовой).

В Бореальной области (моря Северной и Северо-Восточной Евразии) наблюдается эндемизм фауны, т. к. не было обмена между Арктикой и южными морями. Выделяются эндемичные роды аммонитов – индигиритес, параиндигиритес, натсориститес, давсонитес. В позднем триасе Арктический бассейн расширяется и в нем сказывается влияние южной фауны, но она была беднее и менее разнообразна, чем тропическая. Состояла она из аммонитов и тонкостенных пелиципод и не имела совсем кораллов, морских ежей, брахиопод и других рифообразующих животных.

Триасовая фауна позвоночных животных, как и пермская, была тесно связана с водоемами и их побережьями. При возрастающей аридизации климата в среднем триасе изменился микроклимат вокруг водоемов. Они становятся открытыми с пустынными побережьями, что вынудило позвоночных, особенно амфибий, больше держаться в воде и вторично стать водными животными.

Среди амфибий господствовали крупные стереоспондильные лабиринтодонты, обитавшие на предгорных аллювиальных равнинах, орошавшихся стоком с горных рек. Устройство их конечностей позволяет утверждать, что это были животные, вернувшиеся к жизни в воде, т. к. испарение с поверхности их тела было настолько велико, что переохлаждение тела и его обезвоживание грозило на суше гибелью животным. Характерными представителями этих амфибий были мастодозаурусы с длиной черепа в 1 м. Череп был сильно уплощен, а глаза смотрели вверх, как у донных животных. Туловище и хвост были короткими, очень маленькие конечности были явно не способны поддерживать тело на суше. Это свидетельствует о том, что животные жили в водной среде не только в юном возрасте, но и во взрослом состоянии. Более мелкими были капитозаурусы, длина черепа у которых достигала 30 см при схожих других пропорциях тела. К концу триаса стереоспондильные лабиринтодонты вымирают, не выдержав конкуренции со стороны водных рептилий.

Неблагоприятные условия жизни на суше, когда поверхностный сток в ряде областей полностью исчез, были причиной возвращения всех групп континентальных животных к жизни в море (кистеперые рыбы, амфибии, рептилии, моллюски, членистоногие). По мере ариди-

зации климата и исчезновения континентальных водоемов ареал кистеперых рыб, амфибий и рептилий на суше сокращался, отступая к побережьям морей, где жизнь была еще некоторое время возможна в опресненных заливах. Но в среднем триасе сток уменьшается до минимума и соленость вод в заливах выравнивается с соленостью вод в морях, что заставляло обитателей пресных водоемов приспосабливаться к жизни в морской среде. В этих условиях сильно пострадали амфибии, многие из которых вымерли, и доминирующее значение стали приобретать рептилии, обладавшие более высокой организацией.

Именно в это время появляются натозавры – полуводные ящерообразные животные. Эти рептилии с длинной гибкой шеей имели 15 м в длину. Они были хорошо приспособлены к морской жизни – при длинной шее имели короткое туловище и ластообразные конечности. Это были примитивные представители отряда зауроптеригий и близкие родственники плезиозаврам.

Со среднего триаса распространяются ихтиозавры (рыбообразные), у которых, подобно дельфинам, развивались непарные плавники, способствующие быстрому продвижению в воде. У триасовых ихтиозавров – миксозаурусов – хвостовой отдел позвоночника тянулся почти прямо, не отклоняясь круто вниз: хвостовой плавник был развит сравнительно слабо. Это указывает на то, что какие-то отдаленные предки ихтиозавров были типичными наземными пресмыкающимися. Ихтиозавры были живородящими.

К морскому образу жизни переходят и плоскозубые, изменившие свою ящерообразную форму тела в ламантинообразную и черепахообразную. Представлены были сфенодонами (современные гаттерии) и ринхозаврами. Питались моллюсками.

В триасе появляется очень интересная группа рептилий – текодонты, которые дали развитие динозаврам, крокодилам, птерозаврам и птицам. Текодонты имели много прогрессивных черт в морфологии. Они имели высокий череп с глазницами, направленными вперед и вбок. Зубы у них располагались в один ряд по краю челюсти в особых ячейках. Но самое интересное – они были двуногими – явление бипедализма. В связи с двуногостью усиливается тазовый пояс. Передние конечности становятся маленькими. Текодонты были плотоядными животными длиной около 1,5 м и обитали на равнинах с низкой растительностью.

Но самым прогрессивным явлением в жизни пресмыкающихся явилось появление рептилий, близких по морфологии к млекопитающим, – иктидозавров. Скелет и зубная система у них напоминают древних млекопитающих. Зубы имели резцы и бугорчатость на коренных. К ним относились биенотериумы из Китая длиной 15 см, такой же величины иктидозавры из Южной Африки, а также малютки (до 10 см), драматиумы из Северной Америки.

Юрский период длился 83 млн лет, с 213 млн лет до 130 млн лет по изотопному летоисчислению. Начало и середина юрского периода характеризовались относительно устойчивым режимом тектонических движений. Только в отдельных районах Средиземноморского пояса в конце средней юры происходили складкообразовательные движения. В конце юрского периода орогенез активизируется и достигает максимума, особенно в Тихоокеанском поясе, где возникли складчатые структуры Верхоянско-Чукотской области, Кордильер Северной Америки. Поднятиями был охвачен и ряд восточных областей Средиземноморского пояса (Мезозойская складчатость). Мезозоида не имели широкого планетарного развития. Они были локализованы районами, прилегающими к Тихому океану. С горообразовательными процессами связан гранитный магматизм в областях складчатых структур (мезозоидах), образование грабенов, межгорных впадин, проявление наземного вулканизма на молодых платформах.

Однако начиная с юры Земля переживает свой особый этап развития, который называют талассогенным (океанорождающим). Гондвана и Лавразия начинают в юре распадаться на отдельные материки, между которыми формировались впадины будущих океанов с особым типом строения земной коры. На территории всех океанов юра стала началом времени важнейших событий – крупнейших опусканий, проявления гигантского вулканизма и излияния базальтовых лав. Трапповый триасовый магматизм на платформах был очень значителен, но излияния лав в океанах в 10–15 и более раз превосходили проявления вулканизма на материках. Такого масштаба процессов не знала история Земли.

Ложе Тихого океана покрыто базальтами разного возраста. Наиболее древние – юрские с возрастом 200–140 млн лет встречаются в западной части океана. На восток возраст базальтов моложе – мел, кайнозой. Атлантический океан начал формироваться в два этапа: северная Атлантика – с нижней юры, а Центральная и Южная – с мела.

Впадина Индийского океана выстлана вся базальтами юрского возраста. Северный Ледовитый океан имеет два сектора – Восточный (Амеразийский) и Западный (Евразийский). Базальты Восточного сектора позднеюрские, а Западного – поздне меловые.

Таким образом, столь существенные преобразования в строении коры и в пространственном перераспределении материковых глыб и океанских впадин сильно повлияли на палеогеографическую обстановку в юрском и в меловом периодах.

Лавразия в юре была разбита на три участка – североамериканский (центр, восток США, Канада, Гренландия, Канадский архипелаг), европейский (небольшой по площади – Скандинавия) и Азиатский (Урал, юг Западной Сибири, Средняя Сибирь, Средняя и Центральная Азия, Восточная и Юго-Восточная Азия). Гондвана сохранила большой блок в юре из Южной Америки и Африки, в то время как Индостан, Австралия и Антарктида представляли собой самостоятельные материковые глыбы.

В связи с образованием океанических впадин и активизацией вулканизма проявляется трансгрессия морей на материковые участки – Западная Европа, Западная Сибирь, Восточная Европа, западная и центральная часть Северной Америки, северо-восток Азии. Это значительно увеличило влияние океана на сушу, что проявилось в характере природных процессов.

Осадконакопление на суше связано с крупными впадинами – песчаники во впадине Конго в Африке мощностью до 500 м, эоловые пески во впадине Парана Южной Америки – до 300 м, аллювиальные и озерные толщи в Северной Америке с остатками динозавров, терригенные толщи Австралии, Монголии, Китая с углями, излияния лав (траппы Южной Америки, Забайкалья, Монголии). Морские отложения в виде карбонатов, обломочно-терригенных фаций, аргелитов, алевроитов, песчано-глинистых фаций характерны для территории Западной Европы, Украины, Западной Сибири, Индостана, Чукотки, Северной и Восточной Африки, Центральной Америки, Кордильерского бассейна Северной Америки. Кроме этого характерны излияния базальтовых лав во впадинах океанов.

В юре климат повсеместно гумидизируется за счет влияния океанов. Начинает формироваться западный перенос ветров, и огромная аридная область Лавразии почти исчезает. С юрского периода на всех материках проявляется постоянная западная циркуляция воздушных

масс и местная муссонная. Большой поток влажных воздушных масс на материк при высоких температурах воздуха увеличил облачность – плотность облаков. Это повлияло на приток солнечной радиации – он уменьшился из-за облаков. Часть радиации, достигшая земной поверхности, расходовалась на испарение и снижала температуру воздуха. Из-за шарообразности Земли количество солнечной энергии зависело от широты. С увеличением влажности усилилось развитие растительности, увеличился фотосинтез и уменьшилось количество CO_2 , что снизило «тепличный» эффект и в какой-то мере уменьшило температуру воздуха, но облачность снизила потери тепла от длинноволнового излучения.

Все эти сложные синоптические и метеорологические процессы в ранней и средней юре были дифференцированы территориально. Из-за увеличения влажности в Евразии территориальное изменение количества атмосферных осадков было менее контрастным, чем температуры воздуха. На территории Южной Европы, Передней Азии и Аравийского полуострова, где в триасе был экстрааридный климат с небольшим, но постоянным увлажнением, устанавливается аридный климат с сезонным выпадением осадков, количество которых составляло 800–1200 мм/год. В Юго-Восточной Азии и на юге Индостана сформировался океанический климат, где выпадало более 2000 мм/год атмосферных осадков. На оставшейся гигантской территории Евразии возникает «бореальный» климат с количеством осадков 1200–2000 мм/год.

В юре, как во всем мезозое, существовали только два термических типа климата: тропический и «бореальный». Тропический тип климата приблизительно совпадал в своих границах с аридным и океаническим типом по осадкам и занимал южную и юго-западную часть Евразии. Среднегодовая температура воздуха в этой области составляла 30–25 °С, и колебания среднемесячных температур не выходили за эти пределы. В результате этого в тропической зоне при одних и тех же температурных показателях с востока на запад выделяются три варианта по осадкам – океанический, переходный (север и центр Индостана) и сезонно-влажный.

На большей части Евразии – центральной и северной, господствовал «бореальный» тип климата. В нем установлены три термические градации. Квазитропическая зона (почти тропическая) занимала территорию Центральной Европы, Среднюю и Центральную Азию, побережье Восточной Азии в районе устьев Янцзы и Хуанхэ. Колебание среднего-

довых температур воздуха в этой зоне достигало 24–22 °С. Зона ослабленного тропического климата с интервалом температур 21–18 °С сформировалась на территории Северной и Северо-Восточной Европы, Казахстана, Монголии, Северного Китая и Японии. Северо-Восточную Евразию от Северного Урала и до Сахалина занимал теплоумеренный климат со среднегодовыми температурами воздуха 17–12 С.

Особенности климатических процессов свидетельствуют о том, что тропический аридный климат с сезонным увлажнением является прообразом климата саванн, а «бореальный» почти тропический несколько приблизился к субтропическому, отличаясь от последнего отсутствием сезонной смены воздушных масс – не было прохладного зимнего сезона, связанного с вторжением относительно холодных масс из областей умеренного климата, который в юре отсутствовал.

В поздней юре структура термических особенностей климата сохранилась – тропический, квазитропический, ослабленно–тропический и теплоумеренный, но области распределения осадков изменились. Континентальный тропический климат распространился на область температурного квазитропического и ослабленно – тропического. В итоге в области аридного климата опять появился экстрааридный тропический с годовым количеством осадков 500–800 мм, аридный тропический с сезонным увлажнением, аридный квазитропический и аридный ослабленно-тропический с уменьшением температуры воздуха. Неизменными остались теплоумеренный “бореальный” пояс и океанический тропический.

Причины подобных изменений неясны. Ими могут быть мезозойская складчатость и нарастание суши, а также излияние базальтов в океанах и прочее.

В отличие от климата, который повторяется во времени, флора имела поступательное развитие и начавшееся в верхнем триасе вытеснение споровых растений семенными завершилось в юрском периоде.

Приобретая новые свойства размножения в условиях экстрааридного климата в раннем и среднем триасе, в условиях позднего триаса, ранней и средней юры, сменные растения дают большое разнообразие форм, но пока в юре имели ограниченное количество классов растений – птеридоспермовые, гинкговые, цикадовые, бенеттовые, хвойные, которые представляли один тип – голосеменных. Продолжали существовать в отдельных областях папоротники и хвощи. Голосе-

менные растения стали доминантами на всей территории Евразии и сформировали зоны.

В условиях теплоумеренного климата произрастали хвойно-гинкговые леса. Доминантами в них были хвойные – сосновые, подокарповые, подозамитовые и гинкговые – гинкго, сфенобайера, феникопсис, чекановския. В подлеске обитали северные папоротники – кониоптерис, кладофлебис, рафаэлия. На территории ослабленного тропического климата развивались леса переходного типа. Они были хвойно-гинкговые с участием цикадофитовых (саговников). Еще южнее в области квазитропического климата распространялись смешанные леса – цикадофито-хвойно-гинкговые. Среди доминантов отмечались сосновые, подозамитовые, араукариевые, а также саговники. В подлеске стали доминировать тропические папоротники – диптериевые и мараттиевые.

В зоне тропического климата развивалась растительность из цикадофитов и теплолюбивых папоротников. Очень редко встречались гинкговые, а среди хвойных – сосновые, в то время как подокарповые и араукариевые были обычными растениями.

В пределах тропического климата в растительности наблюдаются провинциальные различия. Юг Западной Европы и Аравийский полуостров с аридным тропическим климатом был занят растительностью, где доминировали птеридоспермовые и араукарии. Папоротники были редки и в основном во втором ярусе, крайне редко встречались подокарповые. В районе океанического тропического климата Южной Азии цикадофиты и древовидные папоротники составляли основу растительности. В подлеске редко встречались птеридоспермы и гинкговые и полностью отсутствовали араукарии.

Сибирскую флору отличал ряд особенностей, связанных с более низкими температурами, – в ней не было теплолюбивых элементов, в древесине четко видны годичные кольца, а гинкговые сбрасывали листву. Атмосферное увлажнение в сибирских лесах было обильным и равномерным, о чем свидетельствует тонкая листовая плантинка у гинкговых, а также наличие болотных, озерных и пойменных фаций в составе континентальных отложений и обильное угленакпление. Угли были гелитолитовые, связанные с преобразованием растительного материала в сильно обводненных болотах, и перенхимные, состоящие из опавшей листвы. О значительной водности свидетельствует и каолиновый (глиноземный) тип кор выветривания. В Южной Европе и на

Аравийском полуострове в зоне аридного климата с короткими периодами засухи растения имели ксероморфные черты, угленакопление полностью отсутствовало, а коры выветривания имели ферралитовый тип (красноземный).

В поздней юре с образованием обширной аридной климатической зоны мезофильные леса деградируют до границы Северная Европа – о. Сахалин и замещаются ксерофильным редколесьем и саваннами. Накопление углей на этой территории прекращается, расширяется зона формирования красноцветов, почти не содержащих растительных остатков. Ксерофильное редколесье состояло из ксерофильных родов птеридоспермовых и хвойных. Хвойные были представлены видами с короткими, в виде чешуек хвоинками (брахифиллумы, пагиофиллумы, араукариты). Очень редко попадались угнетенные экземпляры мезофильных хвойных (с длинными, плоскими хвоинками) – подозамитес, питиофиллум, пинитес. Полностью из состава флоры исчезли хвоицы.

В оазисах сохранились цикадофиты и папоротники, но они приобрели ксероморфные черты – кожистые листья, утолщенные листовые пластины или опушенность листьев, веток и стволов. Цикадофитовые были представлены родами отозамитес, замитес, псидоцикас, а папоротники – стахиптерис, ломатоптерис, склероптерис.

Аридный климат в верхней юре способствовал проникновению далеко на север и в Сибирь теплолюбивых растений с Южной Евразии. Так, южные цикадофиты встречены во флоре Средней Сибири, а такие мезофильные тропические роды, как таэниоптерис (папоротник), нильссония и вильмансония (саговники), обнаружены во флоре Северного Урала и северных районов Западной Сибири. Смещение происходило на 12–15° по широте.

Не изменился состав растительности в верхней юре на территории северо-востока Евразии, где продолжали господствовать хвойно-гинкговые леса и на Юго-Востоке Азии, где развивались цикадофитно-папоротниковая растительность.

На узкой переходной полосе между этими типами растительности и ксероморфным редколесьем появилась смешанная и очень богатая видами флора. Здесь присутствовали все представители известных в верхней юре родов растений.

Формирование океанических условий в юрском периоде создало предпосылки для бурного развития жизни в водной среде. Появляется масса разнообразных, в основном беспозвоночных, организмов, кото-

рые осваивают и открытую океаническую среду, и окраинные моря, и закрытые внутриконтинентальные водоемы. Освоение организмами происходит во всей толще воды, формируются пассивно двигающиеся животные и растения – планктон и активно передвигающиеся – нектон. Одновременно шло приспособление организмов к солености (стеногалинные, эвригалинные). Все это происходило на фоне комплекса условий, связанного с географической зональностью. Это создавало условия для зонального распределения водных организмов и формирования эндемичных родов и видов.

Как и в триасе, в юрском периоде уже более четко выделяются Бореальная и Тропическая зоогеографические области. В ранней юре зональность проявлялась исключительно в обеднении состава фаун к северу. Многие тропические роды и виды при продвижении к Бореальной области становились малочисленными и совсем исчезали из состава фауны. Вероятно, это было связано с температурой воды, которая ограничивала доступ теплолюбивых организмов в акватории северных морей. И только со средней юры начинает формироваться эндемизм некоторых форм как в Тропической, так и в Бореальной областях. В юрский период господствующими организмами в морях стали аммоноидеи, белемниты, двустворки, гастроподы, шестилучевые кораллы.

В конце средней юры моря Бореальной области и Арктического бассейна заселяются холодолюбивыми родами аммонитов (краноцефалитес, арктоцефалитес, амальтеус), белемнитов (целиндротевтис, пахитевтис), толстостенных пелиципод (двустворок) – ретроцерамус, арктицерамус, арктотисы. В Тропической области господствовали теплолюбивые виды аммонитов (псевдолитоцерос, лайоцерас, людвигия, норманнитес, гиперлитоцерас), крупных белемнитов (наннобелус, мегатевтис). Границы областей совпадали с границами тропического и теплоумеренного климата. А между этими областями широким поясом по территории Средней Европы, юга Русской платформы и Средней Азии пролегла область смешанных фаун, в которой были представлены роды и бореальные, и тропические.

В поздней юре эндемизм в Бореальной и Тропической областях еще больше возрастает. Это дало возможность выявить специфическую особенность природы верхней юры. По растительности и климату ярко фиксируется большое продвижение тропических явлений на север. А материалы по животному миру морей и океанов свидетельст-

вуют, что на фоне аридизации и потеплений северных районов наблюдались кратковременные гумидные и прохладные периоды, когда фауны Арктического бассейна достигали территории Испании, Кавказа и Средней Азии. В верхней юре эндемиками Бореальной области становятся аммониты рода кадоцерос, виргатитес, таймыроцерос, белемниты рода лагонибелус, двустворки рода ауцелла (бухия).

В составе верхнеюрской фауны Тропической области появляются аммониты аулакостефалус, виргатоксиоцерас, филлоцерас, макроцефалитес, индоцерас, оппелия, толстостенные двустворки дицерас, брюхоногие (гастроподы) моллюски неринеи, шестилоучевые кораллы, морские ежи рода цидарис (правильный еж) и галеропигус (неправильный еж). С аридизацией климата увеличиваются отложения карбонатов и возрастает роль моллюсков – пелиципод (двустворок) и гастропод (брюхоногих) с множеством прирастающих и сверлящих форм.

Позвоночные в морях и океанах были представлены рыбами и рептилиями. В юре расцвета достигают лучеперые цельнокостные рыбы, у которых скелет уже наполовину состоит из костистых участков и хрящевых. Внешне это были почти округлые рыбы длиной и высотой до 40 см (род *Dapedius*). Сохранились только 2 рода до настоящего времени в пресных водах Северной Америки. Были вытеснены костистыми рыбами и вымерли. Другой группой рыб были хрящевые рыбы, близкие родственники современных акул.

Водные рептилии были представлены ихтиозаврами и плезиозаврами. Ихтиозавры имели уже настоящий хвостовой плавник, а плезиозавры – длинную шею и короткие голень и предплечье.

Животный мир суши в отличие от животного мира океанов находился в процессе эволюционного развития, при котором один уровень организации сменялся более совершенным и не успевал сформировать зональных различий, эндемичных родов и видов, устойчивых форм. Условия ранней юры – нарастание трансгрессий, сильная гумидизация климата, огромные площади лесов и болот, высокие температуры воздуха – создали благоприятные предпосылки для эволюции и обогащения животного мира суши. Но у природы не было разнообразного материала для созидания. В наличии были только рептилии, которые и послужили исходным материалом для освоения существующих экологических ниш. Рептилии в воде, рептилии в лесу, рептилии в болоте, рептилии на деревьях, рептилии в воздухе, рептилии травоядные, реп-

тилии хищные, рептилии, рептилии, рептилии... Везде одни рептилии разных размеров и вида!!!

Как известно, аридный климат триаса «прижал» животных суши и рептилий в частности к водной среде и многие виды вторично стали водными. Прибрежно-водными были триасовые текодонты с бипедальным передвижением. Именно текодонты триаса и стали исходным материалом для эволюции рептилий.

В ранней юре в результате изменившихся палеогеографических условий в сторону увлажнения и заболачивания территории роль число сухопутных видов рептилий продолжала оставаться незначительной. Основной средой обитания позвоночных были моря, главным образом мелководные заливы и бухты, а также прибрежные территории. Типичными представителями этого времени являются морские крокодилы – геозавры, продолжали существовать ринхозавры, близкие к современным гаттериям. Но самыми удивительными животными были гигантские растительноядные динозавры – зауроподы. Самыми известными из них являются диплодоки и бронтозавры, обладавшие максимальными среди всех известных существ Земли размерами. Вес этих гигантов достигал 40–60 т, длина составляла 25–35 м. На суше ни раньше, ни позже не было ничего подобного этим динозаврам. Для сравнения масса наиболее крупных современных млекопитающих – слонов – составляет лишь 1/5 массы диплодока, а наиболее крупные современные рептилии – крокодилы – достигают веса в 1 т. Зауроподы населяли прибрежные зоны морских заливов и крупных внутриматериковых водоемов, бронтозавры обитали на глубинах 4 – 5 м, а диплодокам были доступны глубины до 7–8 м. Эти животные питались водной растительностью, а также листвой и молодыми побегами кустов и деревьев, произраставших по берегам морских заливов и бухт. Огромные размеры этих животных свидетельствуют о том, что динозавры были обитателями водоемов или болот. При этом они имели очень длинную шею для добычи пищи и не менее длинный хвост – для баланса. Крупные задние ноги и уступающие им передние имели большие когти, позволявшие животным цепляться за дно. Передние конечности развились как вторичное явление, ибо предки зауропод были двуногими. Но такое гигантское тело даже в воде было сложно удерживать на двух лапах. Гигантские размеры зауропод являются следствием отсутствия конкурентов у них и хищников, которые охотились бы на диплодоков и бронтозавров. Сухопутные хищники – карнозав-

ры – достать их не могли, а морские – крокодилы, акулы, ихтиозавры, плезиозавры – были слишком мелкие. Высказывается мнение также, что столь гигантская масса тела у зауропод была следствием приспособления их к жизни в прибрежной зоне, где наблюдалось сильное волнение. Интересен ареал зауропод. В Евразии остатки этих животных не встречены севернее Южной Англии, Франции, Бельгии, Украины, Туркмении и Южной Японии, т. е. они были обитателями тропической климатической зоны с лесами из цикадофитов, теплолюбивых папоротников, подокарповых и араукариевых. В то же время водные рептилии – ихтиозавры и плезиозавры – распространялись далеко на север в районы Гренландии, побережье моря Лаптевых, на Вилное в Бореальной зоогеографической области с гинкгово-сосновыми лесами на суше.

Воздушное пространство в районе морских побережий в ранней юре было освоено летающими ящерами – птерозаврами. Раннеюрских птерозавров – рамфоринхусов – находят вместе с остатками ихтиозавров, плезиозавров, рыб в морских отложениях. Это были ящеры с длинным хвостом, зубастые и с большими кожистыми перепонками, которые крепились на очень длинном четвертом пальце и предплечевых костях. Остальные пальцы были снабжены когтями. Летающих ящеров было больше в юре, а в мелу им конкуренцию составили птицы.

В средней и поздней юре пресмыкающиеся становятся еще более разнообразнее. Наряду с зауроподами появляются рептилии, приспособленные к наземным условиям жизни. В основном это были растительноядные животные разных размеров – величиной с кошку до 14 м длиной. Самыми примечательными были стегозавры – панцирные динозавры, уже полностью сухопутные животные, выработавшие защитные средства от нападений хищников в виде громадных костных пластин или длинных шипов, расположенных двумя рядами вдоль хребта. Стегозавры были четвероногими, что явилось также средством защиты, т. к. хищники нападали сверху. Однако резкая диспропорция в длине конечностей (передние были в 2 раза короче задних) указывает на то, что стегозавры могли подниматься на задние ноги при питании листвой деревьев. У стегозавров была толстая кожа и, как у всех рептилий, крошечный мозг, который был в 50 раз меньше мозга современного слона, хотя слон в 3 раза меньше стегозавра, который имел 6–9 м в длину. Дальнейшее развитие получили летающие ящеры – пте-

розавры. Они представлены уже птериодактилиями – мелкими животными размером с воробья, у которых произошла редукция зубов (остались только впереди) и исчез хвост. У некоторых видов зубы совсем исчезли, что свидетельствует о питании этих животных семенами растений. Хищники были представлены гигантскими двуногими карнозаврами.

Богат был мир насекомых. В каждом местонахождении юрского периода насчитывают несколько тысяч видов разнообразных насекомых. В верхней юре заметно сокращается количество морских рептилий – ихтиозавров и плезиозавров.

Но в юре появляются ростки новой организации животных (птицы и млекопитающие) – теплокровные. Птицы в виде археоптериксов – древние птицы размером с курицу. Они напоминали рептилий – клюв отсутствовал, зубы в челюстях, ноздри сдвинуты к переднему краю «морды», длинный хвост, когтистые крылья. Произошли они, вероятно, от триасовых текодонтот. Но самое главное – археоптериксы были теплокровными животными.

Млекопитающие юры имели небольшие размеры – с мелкую кошку. Вначале появились травоядные формы с бугорчатыми зубами, а позже и плотоядные – с коническими. Их называют прототерии – первозвери, у которых размножение идет как у рептилий – яйцом, но дальнейшая жизнь связана с теплокровностью. Современные представители – ехидна, утконос. Более прогрессивными были трехбугорчатые млекопитающие – триконодонты. Они были плотоядные – питались червями, яйцами рептилий, насекомыми, мелкими животными. Характерно, что головной мозг древних млекопитающих по отношению к массе тела был в несколько раз больше, чем у рептилий, но значительно меньше, чем у более новых млекопитающих.

Меловой период длился 65 млн лет, с 130 до 65 млн лет по изотопному летоисчислению. Изменения в структуре земной коры в это время касались в большей степени территорий океанов. В мелу закладывается центральная часть Тихого океана, западные и восточные участки Индийского океана, а также происходит начало формирования Южной и Центральной Атлантики. Зримо наблюдается распад Гондваны. Именно на меловой период приходится закладка грабенов на краях платформ, которые составляли Гондвану. Происходит полностью разделение Южной Америки, Африки, Австралии, Индостана и Антарктиды. На территории Северной Америки и Евразии, которые

разделились в юре, происходили геосинклинальные процессы в районах Тихоокеанского пояса. Здесь же проявился и орогенез (мезозойский), где и возникли складчатые структуры Верхояно-Чукотской области и Кордильер Северной Америки. Следует отметить, что западная часть Ледовитого океана между Европой и Северной Америкой оставалась сушей до кайнозоя. Платформенные области испытывали колебания обоих знаков. Так, Средиземноморская геосинклиналь вовлекала в опускание территорию Западной Европы, юг Русской плиты, Туранскую низменность в меловой период. Морской режим испытывала территория Московской синеклизы, Западной Сибири, района Великих равнин и Сахары. Результатом этих процессов явилось то, что суша была разбита морскими и океаническими бассейнами на отдельные небольшие территории.

Все это сказалось на геоме палеоландшафтов. В морских бассейнах Западной Европы откладывались карбонатные илы и песчаный мел, в Средиземноморской геосинклинали – терригенные флишевые формации, на севере Русской платформы, в Западной Сибири и на равнинах Средней Азии формировались песчано-глинистые толщи, мелоподобные известняки и мергели. На побережье Австралии песчано-глинистые отложения чередуются с углями. Континентальный режим в накоплении осадков был характерен для всех древних литформ. На Сибирской платформе шло отложение углей, на Североамериканской и Китайской – красноцветные молассы, на участках бывшей Гондваны – проявление вулканизма и соленакопление.

По всем признакам должен был формироваться гумидный климат, но факты говорят об обратном – аридизация климата усиливается в меловом периоде. Однозначных объяснений этому явлению ученые не находят. Одни связывают это с усилением активности Солнца и увеличением потока солнечной радиации, другие – с увеличением солености вод океанов и уменьшением испарения, третьи считают, что в мелу затухает вулканическая деятельность и в атмосфере не было ядер конденсации. А может, была Атлантида.

Но как бы там не было, по сравнению с юрским периодом в мелу в составе атмосферы падает количество CO_2 с 12 до 8 %, но при этом количество O_2 не изменяется – 25 %.

В начале нижнего мела зона экстрааридного климата юры с Аравийского полуострова начинает продвигаться в районы Средней и Центральной Азии, а умеренно аридный достигает среднего течения

Лены, нижнего Амура и Японских островов. И только крайний Северо-Восток Евразии, а также Юго-Восток Азии и юг Индостана сохраняли гумидные условия. Температурные различия подчинялись широтным закономерностям и почти не изменились по сравнению с поздней юрой. В связи с этим теплоумеренный пояс со среднегодовыми температурами воздуха 18–12 °С имел морской вариант в Верхоянье и Чукотке с количеством осадков до 2000 мм/год и континентальный – с осадками до 800 мм/год. Считается, что эти варианты чередовались, создавая климат субтропиков.

В раннем мелу заметно различие климатов западной и восточной частей Евразии, находящихся под влиянием Атлантического и Тихого океанов. Особенно заметно это в процессах выветривания. На западе коры выветривания латеритовые, а на востоке – сиаллитовые. Возможно, существовала Атлантида. В конце раннего мела (апт-альб) наступила очередная кратковременная гумидная фаза, которая восстановила структуру зональности климата верхней юры. Однако уже в позднем мелу климат Евразии испытывал не только аридизацию, но и похолодание. Положение климатических зон приближается к современным широтам. При этом наблюдалось расширение умеренно аридной области на север, а умеренно теплой – на юг. В итоге умеренно теплая зона с температурами воздуха +18...+12 °С простирается на юге до границы – Северная Европа, верховья Волги, Прибалхашье, Северо-Восточный Китай, Приморье, о. Хокайдо. В результате этого еще дальше на запад, чем в раннем мелу, протянулась область умеренно теплого континентального климата с количеством осадков до 800 мм/год. А что с точки зрения современного климата? Это умеренный климат современной Европы.

В самом конце позднего мела (маастрихт-даний) еще больше усиливается похолодание и иссушение климата, а также интенсивность солнечной радиации. Именно в это время происходит гигантское вымирание динозавров, аммонитов, белемнитов, иноцерамов и других организмов. Считается, что снижение объемов CO₂ и H₂O в атмосфере, главных поглотителей теплового излучения Земли, привело к похолоданию в заключительный этап мелового периода.

Растительность в раннем мелу и по общему составу, и с точки зрения геоботанической зональности оставалась такой же, как и в поздней юре. На северо-востоке Евразии в зоне умеренно теплого климата продолжали существовать хвойно-гинкговые леса с папорот-

никовым подлеском. Хвойные были представлены подозамитесами (группа птиофиллумов) и сосновыми (сосны, ели, пихты, кедры). Гинкговые были многочисленны и разнообразны – гинкго, байера, чекановския, фоееникописис. В подлеске везде были папоротники кониоптерисы и кладофлебисы. На южной границе зоны много цикадовых, которые являются эндемиками сибирской геоботанической области (алдания, якутиелла, хейлунгия, шмидтия, ктенис, нильссония). С продвижением на север цикадовые становятся бедными, и в низовьях Лена встречены только нильссония и анозомитес. Древесные формы хвойных и гинкговых имели годичные кольца роста, а некоторые виды гинкговых сбрасывали листья вместе с побегами. Считается, что климат был субтропическим.

В пределах северо-восточной части ареала квазитропического аридного климата были развиты смешанные цикадофитово-хвойно-гинкговые леса. В ней цикадофиты и папоротники становятся более многочисленными и разнообразными и приобретают лесообразующую роль.

Среднюю и южную часть Евразии занимала зона из цикадофитов и теплолюбивых папоротников. В ней, как и в верхней юре, отчетливо проявились провинциальные различия. На западе, в Южной и Юго-Западной Европе, в условиях тропического континентального климата и засух были распространены ксерофильные редколесья из хвойных и цикадофитов. Хвойные включали виды с чешуевидными и шиловидными хвоинками (брахифиллум, пагиофиллум, туитес, пинитес), а цикадовые были представлены птерофиллумом, отозамитесом, замитесом, глоссозамитесом, псеидоцикасом, нильссонией. В районах хорошего увлажнения – вокруг озер, по берегам рек – к хвойным и цикадовым присоединялись древовидные папоротники – руфордии, глейхении, хаусмания, вахземии, кладофлебис. В условиях экстрааридного тропического климата на территории Аравийского полуострова, Средней и Центральной Азии растительность развивалась крайне слабо и, вероятно, полностью отсутствовала на плакорах и отдельными оазисами проявлялась только на подгорных аллювиальных равнинах, в речных долинах и котловинах озер. Эти оазисы состояли из ксерофильных хвойных – брахифиллумов и пагиофиллумов, папоротников – схизейных и глейхениевых, и очень редко были представлены гинкговые.

С увеличением увлажнения до 1200 мм/год (почти в 2,5 раза) к востоку от экстрааридной области, в районах Тибета и Индостана, флора постепенно становится мезофильной. В ее составе появляются разнообразные папоротники (онихиопсис, глейхения, руффордия, хаусмания, матонидиум) и цикадофилы (отозамитес, глоссозамитес, нильссония). Хвойные породы имели зональное размещение: в Западной Сибири – сосновые, подозамиты и брахиофиллумы; на Индостане – араукариевые. Флора Восточного побережья и Юго-Восточной Азии с океаническим климатом была очень богата, мезофильна и сочетала в себе тропические и бореальные элементы. Выделялись древовидные папоротники – глейхениевые, диптериевые и матониевые. В подлеске развивались мелкие бореальные папоротники кониоптерис и кладофлебис. Папоротники по берегам рек и озер иногда создавали монодоминантные (самостоятельные) сообщества. Среди цикадовых особым разнообразием выделялись нильссония, ктенис, таэниоптерис, птерофиллум. Гинкговые, как и в бореальной флоре, были богатыми – гинкго, байера, фоеникопсис. В группе хвойных были и мезофильные (подозамитес, питиофиллум), и ксерофильные элементы (брахиофиллумы, пагиофиллумы).

В конце раннего мела (апт и альб) произошла одна из крупнейших перестроек растительного покрова Земли, необъяснимая и непонятная, связанная с быстрым распространением покрытосеменных растений. Одновременно сильно эволюционировали хвойные за счет сосновых и таксодиевых, вымирают примитивные представители хвойных – подозамиты и питиофиллумы. Сокращается разнообразие гинкговых и цикадовых. Обновляется состав папоротниковых. Покрытосеменные становятся доминантами во всех типах растительности. Изменения климата, произошедшее в течение апта-альба, позволили покрытосеменным растениям использовать свои физиологические преимущества и из скромных ингредиентов старой флоры перерасти в создателей новых растительных формаций.

То, что основным побудительным фактором в быстром расселении покрытосеменных растений был именно солнечный климат с возросшей дозой прямой радиации, свидетельствуют исторические и географические факты развития этой группы на территории Евразии. Именно в начале раннего мела благодаря общей аридизации климата уменьшились влажность и облачность и соответственно усилилось воздействие на приземные слои солнечной радиации. Растения, суще-

ствовавшие в условиях сильной влажности и облачности (папоротники, некоторые гинкговые, подозамиты и др.), стали исчезать из областей аридного климата. На смену им пришли растения, лучше переносящие сухость воздуха и продолжительное солнечное сияние.

В позднем мелу Северную и Северо-Восточную Евразию от Северной Англии до о. Хокайдо покрывали хвойно-широколиственные леса с реликтами древней флоры. Доминантами в этой северной растительности были представители из семейства платановых – платан, креднерия, протофиллум, а позднее и троходендрон (реликт современный Японии). Во втором древесном и кустарниковом ярусах значительную роль играли калина, аралия, сассафрас (семейство лавровых), макклинтокия и особенно зизифус (семейство крушиновых) и цисситес (семейство виноградных). В конце позднего мела появились мелколиственные породы – ивы, березы, ольхи. Хвойные породы входили в первый ярус и были представлены сосновыми (сосна, ель, пихта, тсуга, кедр) и таксодиевыми (секвойя, таксодиум, глиптостробус). В лесах существовали реликты юрской и раннемеловой флоры – карликовые формы цикадофитов (нильссония, хейлунгия, якутиелла, псевдоцикас), араукариевые, подозамитесы и гинкговые (гинкго, феникопсис, сфенобайера). Нижний ярус составляли папоротники – селягинеллы, осмундовые, схизейные и юрский реликт – кладофлебис. Хвойно-широколиственные леса были провинциально дифференцированы. С северо-востока на юго-запад сменялся видовой состав.

В раннемеловую эпоху наблюдаются различия в фауне морских бассейнов, которые были разделены участками суши. Так, морские бассейны Бореальной области (Арктический, Восточно-Европейский и Германский) населяли аммониты (краспедитесы, полиптихиты, симбирскиты), белемниты (ауцеллы, цилиндротеутис, лиостреи, арктоитесы). Бассейны Тропической области (Альпийская Европа, Малая и Передняя Азия) были населены более богатой и разнообразной фауной – кораллы, морские ежи, фораминиферы (орбитолины и мелиолиды), белемниты (дювалия), аммониты (гоплиты, криоцерасы, десмоцерасы, гилоенбахи), брахиоподы, крупные устрицы, тригонии, неринеи, строматопоры, мшанки.

Имелись экологические группировки. На морском мелководье и в умеренно глубоких морях без колебания солености и температуры воды обитала аммонито-белемнитовая фауна. В условиях аридизированного морского мелководья с колебаниями солености были распро-

странены однообразные пелиципово-гастроповые фауны. На участках с прозрачными водами, где не было влияния речного стока, обитали рифостроители – кораллы, рудисты, известковые водоросли, строматопоры, морские ежи, брахиоподы, неринеи, орбитолины. Наблюдалось сочетание рифостроителей с аммонитами и белемнитами и с пелициподами и гастроподами.

Между Бореальной и Тропической фаунами существовала полоса смешанных фаун.

В позднем мелу план зоогеографической зональности сохранился, но стал более контрастным. Бореальная фауна Арктического бассейна включала иноцерам, бакулит (аммонит), белемнителлин, песчаных фораминифер, а в Тетисе обитали рудисты, крупные фораминиферы, морские ежи, кораллы, строматопоры, белемниты, аммониты, брахиоподы. Также существовала зона смешанных фаун.

В эпиконтинентальных бассейнах аридной области (Аравийский полуостров, Средняя Азия, Иран, Афганистан, Кашгария) существовала эндемичная фауна из устриц и рудистов. Устрицы представлены остреями, лиостреями, грифееями, фатинами, экзогирами, а рудисты – радиолитами и гиппуритами. Иноцерамы и аммониты были редки, а белемниты совсем отсутствовали. Кораллы и крупные фораминиферы встречались в открытом море вдали от гор Тянь-Шаня, Гиндукуша и Трансгималаев.

В меловом периоде наблюдаются мутации у аммонитов – появились многие формы с необычной раковиной. Например, у рода *Crioceratites* часть оборотов не соприкасается с предыдущими, а у *Scaphites* и *Ancyloceras* часть раковины выпрямлена, а затем загнута, у *Vaculites* раковина почти прямая, у *Turrilites* напоминает вид закрученной башенки, а у *Nipponites* она напоминает клубок. Появление таких необычных форм объясняется возникновением неблагоприятных условий среды, приведших к изменению образа жизни.

Наземная фауна в своем развитии была тесно связана с особенностями развития растительности. В этот период происходит расцвет насекомых, которые опыляли покрытосеменные растения. Увеличивается количество позвоночных животных за счет резкого возрастания наземных форм. Наряду с зауроподами (ящеротазовые) появляются группы рептилий, приспособленных к жизни в наземных условиях. Преобладали стали растительноядные птицетазовые (птиценогие) динозавры – игуанодонты. В течение раннего мела возрастает экологи-

ческое и морфологическое разнообразие рептилий. В Бельгии было обнаружено местонахождение игуанодонтов, в котором были распаны скелеты 29 особей. Длина самых больших зверей достигала 10 м. Этот большой «двуногий» динозавр имел сравнительно короткую шею и длинный сжатый с боков хвост, в котором было 50 позвонков, в то время как в шейном отделе было их всего 10, в грудном и поясничном – 18, в крестцовом 4–6 (всего 32–34). Впереди на нижней и верхней челюстях не было зубов, а беззубые места были покрыты роговым слоем, образуя своего рода клюв. Конечности были развиты хорошо, передние были укорочены. Животные обитали среди высокой наземной растительности и питались жесткой растительной пищей. Однако в жизни игуанодонтов водоемы продолжали сохранять большое значение. В болотистых лесах, окружавших водоемы, они находили пищу и укрывались от хищников. Игуанодонты были пальцеходящими и оставили многочисленные отпечатки задних лап на пластовых поверхностях песчаников нижнего мела. На первом пальце передних лап был большой коготь, достаточный для нанесения ударов врагам. Поскольку игуанодонты были довольно высокими «двуногими» животными, они своими «клювами» обрывали листву деревьев, держась передними ногами за ствол. Местонахождения птиценогих динозавров известны в Англии, Франции, Бельгии, на Шпицбергене, Украине, юге Западной Сибири, Средней Азии, Монголии, Забайкалье, Приамурье, северо-востоке Китая. Особенно богаты костными остатками отложения в условиях приморской низменности Англии и Бельгии. В континентальных местонахождениях (Южная Сибирь, Монголия) представлены остатки мелких орнитопод-псицтакозавров. В воздухе летали птеродактили – птеранодоны с размахом крыльев в 8 м. На игуанозавров в нижнем мелу охотились карнозавры – самые могучие из когда-либо существовавших хищников. Они достигали 14 м в длину и имели большие ножевидные зубы с зазубренными краями. Череп массивный, большой, передние лапки маленькие, а задние, наоборот, массивные.

В позднем мелу связи динозавров с водоемами ослабевали, и животные стали обитать уже не только в приречных или приозерных лесных зарослях, но могли значительно углубляться в пределы саванного редколесья по речным руслам, старицам, дельтам. Появляются группы рептилий, сходные по экологическому типу с млекопитающими. Наиболее ярким примером этому являются рогатые цератопсы, не только экологически, но и морфологически напоминавшие носорогов. Это

были звери с длиной тела 6 м, четвероногие, грузные, с большой головой и короткой шеей. На шее был развит большой воротник из разросшихся костей черепа, что являлось защитой от хищников, а над глазами – пара рогов и на носу еще один маленький рог.

Одновременно существовали утконосые динозавры – гадрозавры. Они имели более четко выраженный двуногий облик, чем игуанозавры. Во рту находились 2000 зубов, расположенных в несколько рядов и тесно прижатых друг к другу. Передние лапы значительно короче задних, которые имели копыта. Кожа была покрыта чешуями, а между пальцами были перепонки, что свидетельствует о жизни динозавров в водной среде. Устройство зубов и утиный нос гадрозавров говорят об их питании прибрежной болотной растительностью и клубнями некоторых растений. Это, очевидно, были обитатели речных русел и дельт, как и современные бегемоты. Большого разнообразия в этих условиях достигли крокодилы. Местонахождения позднемеловых динозавров тяготеют к окраинным районам аридных областей – Южная Европа, Казахстан, юг Приамурья, юго-запад Китая, Лаос, Бирма, северная Индия. Они отсутствуют в областях квазитропического и умеренно теплого климата, где формировались угленосные толщи при высокой влажности и умеренно теплых условиях. Нет находок динозавров и в центральных частях аридных областей, где накопились гипсоносные красноцветы.

Ареал динозавров в позднем мелу сокращается, а к концу позднего мела они вымерли, как и морские рептилии, аммониты, белемниты и планктонные фораминиферы. Причины вымирания неясны. Крупных орогенезов не было. Млекопитающие не могли сразу и везде вытеснить рептилий. Климат бореальный не распространялся на тропическую область. Наиболее вероятна гипотеза астрофизиков – изменение состава солнечной радиации и плотности космических лучей, вызванное вспышкой новой звезды. Примечательно, что вымерли только крупные рептилии и сохранились мелкие – змеи, ящерицы, черепахи, крокодилы, укрывавшиеся в расщелинах скал и под сенью густой растительности. Причиной могла быть сухость климата, которая вела к отсутствию облаков и проникновению солнечных лучей. Но отчего была аридизация?

Птицы мелового периода были уже более разнообразны. Среди них развивались водные типы, составляя конкуренцию ихтиозаврам.

Мелкие птицы величиной 20 см (с голубя) – ихтиорнисы и крупные (1,5 м) – гесперорнисы – питались рыбой и имели зубы.

Млекопитающие были представлены мелкими примитивными сумчатыми – многобугорчатыми (грызуны), многорезцовыми – опосумы. В это время с этим составом млекопитающих обособилась Австралия. Существовали уже и плацентарные животные – насекомоядные, встреченные в Монголии. В частности, известны древние представители ежей.

5. 2.5. Кайнозойская история природы

Кайнозойская история природы продолжалась 65 млн лет. В целом структура земной коры в начале кайнозойской эры была близка к современной, отличаясь очертаниями береговой линии континентов и размерами площадей океанов.

В Северном полушарии существовали два огромных платформенных массива, Евразии и Северной Америки, состоящие из древних и молодых платформ. Соединялись они Беренгией на востоке и через Гренландию, Исландию и Великобританию (мост суши, Атлантида) – на западе. На юге окончательно распадается Гондвана. Впадины Индийского, Атлантического и Тихого океанов расширяются, отделяют Антарктиду и создают постоянное течение Западных Ветров вокруг Антарктиды. Формируется западная часть Северного Ледовитого океана.

Геосинклинальные условия и горообразование существовали в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах. Средиземноморский пояс имел Альпийскую и Индонезийскую области. Тихоокеанский пояс формируется до сих пор.

Устанавливается современная географическая зональность. В биоте преобладают покрытосеменные и млекопитающие.

Палеогеновый период длился 42 млн лет, с 65 млн до 23 млн лет по изотопному летоисчислению. В тектоническом отношении палеоген разделяется на два отрезка. Палеоцен и эоцен были эпохами преимущественного прогибания земной коры в Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклинальных областях и на отдельных участках платформ. В олигоцене во многих регионах начались горообразовательные процессы. Наиболее сильно альпийский орогенез проявился в Альпийской геосинклинальной области, восточная часть которой (Гималаи) стала сушей, на западе горные массивы Кавказа, Передней

Азии (Турция) и Балкан разделили океан Тетис на два бассейна – Средиземноморский океанический и Паратетис, опресненный речными водами.

В геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса в течение всего палеогена происходило прогибание земной коры и формирование восточной (Американской) части котловины океана. Они сопровождались интенсивным вулканизмом. И только лишь Андийская область в олигоцене испытала сильное складкообразование. В олигоцене наблюдались активные поднятия территорий древних и молодых платформ и регрессии морских бассейнов с их территориями. Основными регионами осадконакопления стали геосинклинальные области и морские бассейны. В Альпийской геосинклинали в центре (Италия, Армения, Турция, Иран, Афганистан) широко развиты вулканогенные породы, а к бортам их замещают терригенные, карбонатные и флишевые осадки. Начиная с олигоцена резко возросла роль обломочных пород молассовой формации. В геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса в течение всего палеогена накапливались мощные толщи терригенных и вулканогенных пород. На платформах в палеоцене и эоцене шло накопление бурых углей, кор выветривания с бокситами, аллювиальных толщ.

Мировой океан продолжал формироваться. В палеогене закладывается последняя треть (восточная, американская) Тихого океана. Начинает формироваться западная (европейская) часть Северного Ледовитого океана и американская часть Южного океана. В результате последнего происходит обособление Антарктиды и окончательно изолируются части бывшего материка Гондвана. Вокруг Антарктиды сформировалось постоянное течение Западных Ветров (эоцен–олигоцен), а материк покрылся шапкой льда. Это привело к охлаждению вод Мирового океана, однако воды океана на протяжении всего палеогена были еще достаточно теплыми.

В палеогене продолжалась перестройка климатических процессов. Структура климатов напоминала поздне меловую, а положение зон (экватора и полюсов) приближалось к современному. Появились особенности в характере климатических процессов. Особенно это коснулось температур воздуха, которые имели выраженный сезонный характер.

В палеоцене и эоцене структура термических зон напоминала поздне меловую – тропическая (Индия, Юго-Восточная Азия), субтро-

пическая (юг Европы, север Африки, Передняя Азия, Иран, Афганистан), квазитропическая (Средняя Европа, Средняя Азия, Восточный Китай), умеренно-теплая (от Северной Англии до Хоккайдо). Однако температуры воздуха уже имеют сезонный характер во всех зонах. На Таймыре, Яно-Колымской низменности, севере Чукотки зимние температуры равнялись $+3...+5$ °С, летние – $+20...+25$ °С. В умеренно-теплом поясе зимой температура воздуха была $+5...+10$ °С, а летом – $+20...+25$ °С. В квазитропическом поясе – зимой – $+10...+15$ °С, летом – $+25...+30$ °С. В субтропическом и тропическом температура воздуха менялась мало по сезонам года и составляла в субтропиках выше $+30$ °С, а в тропиках – $+25...+30$ °С.

Увлажнение зависело от многих факторов, основными из которых являлись западный перенос, муссонная и пассатная циркуляция воздушных масс, орографические барьеры. Умеренно-теплый пояс испытывал влияние западного переноса и муссонного процесса. Поэтому при температуре воздуха $+5...+10$ °С зимой и $+20...+25$ °С летом на территории Скандинавии выпадало более 2000 мм/год, до Енисея – 1200–2000 мм/год, в Якутии – 800–1200 мм/год, на востоке климатического пояса – 1200–2000 мм/год (сезонно, летом). Особенностью является тот факт, что западный перенос осуществлялся из Западного сектора Северного Ледовитого океана. На территории квазитропического климата увлажнение также менялось с запада на восток. Англия получала более 2000 мм/год атмосферных осадков, Западная Европа – 1800 мм/год, Ставрополье, Средняя Азия – 1000 мм/год, Центральная Азия – 300 мм/год, Восточный Китай 1000–1800 мм/год, Япония – более 2000 мм/год. Субтропики были сухими, Западная Европа получала 1000 мм/год, а Северная Африка, Аравийский полуостров, Иран и Афганистан – 300 мм/год. Тропики были влажными – более 2000 мм/год.

В олигоцене усложняется термическая дифференциация климатов. Климат становится более прохладным. На Таймыре, Яно-Индигирской низменности и севере Чукотки зимние температуры составили $0...+3$ °С, а летние – $+15...+20$ °С, что характеризовало типичный умеренный климат. Количество осадков достигало 1000 мм/год, на Тихоокеанском побережье даже 1500 мм/год. Возможно, какая-то часть их зимой выпадала в виде снега.

Граница умеренно-теплого климата продвигается далеко на юг и проходит по линии северная Англия – Балхаш – Монголия – Сахалин. Зимние температуры воздуха в этом поясе достигали $+3...+5$ °С, а

летние – +20...+25 °С. Увлажнение изменялось с запада на восток и приобрело почти современную структуру, отличаясь лишь повышенным количеством выпадавших осадков. Скандинавский полуостров имел максимальное увлажнение – более 2000 мм/год. Европа и Западная Сибирь до Енисея получала 1500 мм/год. Междуречье Енисея и Лены, Забайкалье и Северная Монголия находились в зоне с минимальным количеством осадков – 1000 мм/год. Тихоокеанское побережье находилось в муссонной зоне и имело 1500 мм/год осадков.

Площадь квазитропического климата резко сократилась за счет сильных подвижек северной границы. Южная граница немного продвинулась на юг и прошла по линии Северная Франция – южное побережье Каспия – Средняя Азия – Тибет – Гималаи – Восточный Китай – Япония. Температура воздуха зимой здесь была +5...+10 °С, а летом – +20...+25 °С, и лишь местами в Средней и Центральной Азии составляла +25...+30 °С. Увлажнение в Европе составило 800 мм/год, в Средней и Центральной Азии – 300 мм/год, Тихоокеанское побережье Китая – 1000–1500 мм/год, Япония – более 2000 мм/год.

Зона субтропического климата не изменилась, однако летние температуры воздуха снизилась до +25...+30 °С и только на Аравийском полуострове они были выше 30 °С. Зимой по всей зоне температура воздуха составила +10...+15 °С. Выпадение осадков составило в Южной Европе и Передней Азии 600 мм/год, а на юге – 200 мм/год. Тропическая зона не изменилась территориально и в климатических характеристиках: температура воздуха зимой – +10...+15 °С, летом – +25...+30 °С, годовая сумма осадков – более 2000 мм/год.

В палеоцене и эоцене различия между высокими и низкими широтами по термическому режиму были еще невелики и на зональной дифференциации растительности сказывались мало. В это время существовали лишь два термических типа растительности: вечнозеленая тропическая и теплоумеренная, арктотретичная, в основном листопадная, но со значительным участием вечнозеленых растений, так называемые – полтавская вечнозеленая флора и тургайская листопадная флора.

Наиболее ярко тургайская листопадная флора проявилась на крайнем северо-востоке Евразии – Таймыр, нижняя Лена, Колыма, Чукотка, где под действием круглогодичного увлажнения (примерно 1200 мм/год), сформировались глинистые коры выветривания. При этом были ярко выражены сезоны года и не исключено, что зимой

часть осадков была в виде снега. В этих условиях сформировались мезофильные хвойно-широколиственные леса, богатые по составу. Хвойные были представлены араукариями, сосной, пихтой, кедром, елью, тсугой. Широколиственные виды были листопадными и занимали второй и третий ярусы. Основу составляли платаны, клены, дубы и мелколистные – березы, ивы, ольхи. В составе растительности присутствовали широколиственные теплолюбивые виды – тюльпанное дерево и ликвидамбар, а также таксодиевые – криптомерия, секвойя, кунингамия. В подлеске произрастали вечнозеленые кустарники. На территории Средней и Северной Европы, Среднего Урала и Сибири образовались богатые хвойно-широколиственные леса с вечнозелеными растениями в составе. Широколиственные породы представлены платанами, орехами, грабами, ясенями, ликвидамбарами, тюльпанными деревьями. Теплолюбивые хвойные также были в сообществах растительности – секвойя, таксодиум, дугласия, кедр, сосна зонтичная (таксодиевая), белокорая и цельнолистная пихты, подокарпусы. Вечнозеленые растения были в меньшем числе – вечнозеленные дубы, лавры.

В зоне субтропиков (Южная Европа, включая герцинские массивы, юг Восточной Европы и Западной Сибири, Забайкалье) растительность была жестколистной, вечнозеленой с отдельными теплолюбивыми видами широколиственных пород и таксодиевыми. Доминантами были вечнозеленые дубы, лавры, цинналюмумы (пряные магнолиевые), магнолии, миртовые, подокарпусы (хвойные) и пальмы. Во флоре присутствовали каштаны, грабы, орехи. Вдоль рек и на заболоченных низинах появлялись леса из таксодиумов и нисс (кизилловые). На плакорах преобладали парковые леса и ксерофильное редколесье, переходящие в более сухих районах в саванну.

В тропической зоне существовали аридные и внеаридные области. В аридной области накапливались гипсоносные и соленосные красноцветы. В этих регионах распространялась тропическая саванна с галерейными лесами и оазисами на орошенных низменностях и в долинах рек. О характере растительности дает представление местонахождение остатков флоры на возвышенности Бадхыз. Видовой состав включал в себя представителей протейных, миртовых, сумачовых (фисташки), пальм. Все растения имели мелкие кожистые листья с морщинистой поверхностью и выступающими жилками проводящей системы.

Во внеаридной тропической области (Юго-Восточная Азия) сформировалась влаголюбивая вечнозеленая растительность из панданусовых, диптерокарповых, магнолий, лавров, фикусов, банановых, пальм, бамбуков, древовидных папоротников, вечнозеленых дубов. На тихоокеанском побережье сформировались внезональные муссонные влажные леса из широколиственных, таксодиевых и вечнозеленых (в нижнем ярусе) растений.

В олигоцене в связи с начавшимся похолоданием геоботанические зоны резко смещаются на юг. Поскольку похолодание распространялось от полюсов, оно сильнее сказалось в самых высоких широтах. На крайнем Северо-Востоке Азии начинают формироваться смешанные хвойно-широколиственные леса, преимущественно из теневыносливых пород – ель, пихта, тсуга, бук, гикори. На возвышенностях начинает выделяться особая формация хвойных лесов – темнохвойные. В лесах полностью исчезают вечнозеленые виды и очень редко присутствуют теплолюбивые – платан, граб, секвойя, криптомерия. В Северной Европе и Сибири произрастали хвойно-широколиственные леса с теплолюбивыми широколиственными породами и таксодиевыми, с вечнозеленым подлеском. Однако уже в районах Прибалтики, средней полосы Европейской части России, Казахстане и Амурского бассейна вечнозеленые растения в хвойно-широколиственных лесах становятся лесобразующими. Смена хвойно-широколиственных лесов вечнозелеными тропическими резко проходила по линии герцинские массивы Европы – Тянь-Шань – Корея. При этом исчезли палеоцен-эоценовые леса из вечнозеленых и широколиственных пород, т. е. смена теплоумеренных листопадных тургайских лесов тропическими полтавскими вечнозелеными проходила на узкой полосе. В составе хвойно-широколиственных лесов произрастали хвойные – араукарии, сосны, кедры, ели, пихты, тсуги, а к югу появлялись в составе гинкго, дугласия, белокорая и цельнолистная пихты, подокарпусы, широколиственные породы составляли на севере платаны, клены, дубы, а также вместе с ними березы, ивы, ольхи. На юге произрастали орехи, грабы, ясени. Везде были ликвидамбары и тюльпанные деревья, также как и таксодиевые – секвойя, криптомерия, кунингамия, таксодиум и зонтичная сосна. Вечнозеленые растения на севере произрастали в виде кустарников в подлеске, а на юге составляли ярусную растительность – лавры, магнолии, вечнозеленые дубы.

В аридных условиях Средней и Центральной Азии также ощущается похолодание. В составе ксерофильного редколесья, саванн и оазисов появляются мезофильные виды – магнолии, дубы, клены, гинкго. Положение и структура растительности тропического пояса не изменились в олигоцене. Юго-Восточная Азия представляла собой живой ботанический сад из вечнозеленых растений – 200 родов разного возраста. Палеозойскими реликтами были древовидные папоротники – осмунда, тодея, циатея, диксония; палеозойско-мезозойскими – саговники; мезозойскими была основная масса голосеменных растений – гинкго, агатис (араукариевые), тсуга и псевдотсуга (сосновые), криптомерия и кунингамия (таксодиевые). Но наиболее массовыми были меловые и палеогеновые представители голосеменных – сосны, пихты и особенно покрытосеменные – магнолии, лавры, диптерокарповые, банановые, пальмы (30 родов), вечнозеленые дубы, панданусы, бамбуки. Растительность тропических саванн и редколесий (Аравийский п-ов, Северная Африка, Передняя Азия) состояла из ксерофильных кустарников из миртовых, протейных, сумаховых (фисташки), пальмовых.

Несмотря на большие изменения в составе животного мира в конце мела, в палеогене продолжала существовать зональность фауны в морях. В палеоцене и эоцене выделяются две области – тропическая и бореальная (теплоумеренная). Тропическая фауна обитала в океане Тетис и имела две провинции – Средиземноморскую (до Гималаев) и Индо-Малайскую. Средиземноморская провинция характеризовалась разнообразием крупных фораминифер – нуммулитов, альвеолин, ассилин, орбитолин, колониальных кораллов, которых было 65 родов (сейчас по всей Атлантике только 26 родов), морских ежей, двустворчатых и брюхоногих моллюсков. На востоке провинции в областях аридного климата фауна становится бедной – без кораллов и нуммулит, а среди моллюсков преобладали двустворки – устрицы, корбула, модиола. В заливах и лагунах фауна полностью состояла из устриц. Индо-Малайская провинция имела также богатую пелициподово-гастроподовую фауну с крупными фораминиферами (дискоциклины, ассилины, камерины, колониальные кораллы, морские ежи). Моллюски представлены родами кардита, анцилла, корбула, натика. Эндемизм фауны существовал на видовом уровне, а роды и семейства животных были общими у провинций.

Севернее тропической области располагалась узкая полоса переходной области (субтропической), которая занимала Англо-Парижский бассейн, Северное море, моря Днепровско-Донецкой впадины, Общего Сырта, Мангышлака. Западные провинции обладали теплыми водами, богатыми известью. Поэтому раковины организмов были крупными и хорошо орнаментированы. Двустворчатые и брюхоногие моллюски были представлены родами – устрицы, венерикардии, циприны, астарте, люцина, корбис, цирена, церитиум, леда, кардита, спондилус, туррителла, пектен. Центральные провинции Днепровско-Донецкой впадины до широты 55° отличались однообразием видового состава и угнетением внешнего вида нуммулитовой фауны из-за избытка кремнезема и более прохладной температурой воды. В связи с этим широкое распространение имели организмы с кремниевым скелетом – радиолярии, губки, диатомовые водоросли.

В Бореальной области существовали Северо-Тихоокеанская и Западно-Сибирская провинции. Провинция на севере Тихого океана содержала бивальвиевую фауну, в которой присутствовали как южные роды (устрицы, барбаты, питар, макрокаллисты), так и холодоводные (йольдия, тиасира, ацила, мия, нептуния, буцинум). В Западной Сибири с продвижением на север фауна обедняется и становится однообразной. Моллюски встречаются редко – лимопсис, аксинья, меретрикс, фораминиферы становятся мелкими, с упрощенной раковиной, возрастает роль организмов с кремнистой раковиной (радиолярии, диатомеи, кремневые губки) из-за обилия в прохладных водах кремниевой кислоты.

В олигоцене резко расширяется Субтропическая зоогеографическая область, северная граница которой проходит от Таймыра до Сахалина. Сокращается Бореальная область и не изменяется положение Тропической области.

Наземная фауна палеогена была разнообразна и очень быстро развивалась. Реликтами в этой фауне были юрские бесхвостые амфибии – лягушки, жабы, верхнемеловые хвостатые амфибии – тритоны, саламандры, анапсидные и диапсидные рептилии; раннепермские – гаттерии, черепахи и ящерицы (гекконы, игуаны, агамы, круглоголовки, хамелеоны, сцинки, веретенницы, вараны), триасовые крокодилы, пермские, триасовые и меловые змеи – слепуны, питоны, удавы (анаконды), ужи, полозы, медянки, аспиды, очковые змеи, кобры, гадюки,

гюрзы, щитомордники, гремучие змеи. Но доминантами являлись теплокровные млекопитающие.

В палеоцене сформировалась диноцератовая фауна. Она состояла из верхнемеловых животных – насекомоядных, сумчатых, многобугорчатых (предки грызунов). Доминантами были новые группы млекопитающих, которые появились в палеоцене. Это были мелкие – размерами от куницы до современной лисы – животные со слабой специализацией. Они только осваивали сушу и в условиях влажного климата и лесной растительности имели примитивную морфологию и слабую специализацию. Основу составляли диноцераты – всеядные животные, в пищу которых шли и животные, и растения, но у них были некоторые морфологические особенности, указывающие на преобладание плотоядности. Другая группа всеядных – кондиляртры – была больше травоядной, а по способу передвижения – копытная. К концу палеоцена группа становится более специализированной – появились нотоунгуляты, копытные саванн ландшафтов с жесткой растительностью. Тениодонты были примитивными жвачными, а креодонты – плотоядные, примитивные хищные, в конце палеоцена были представлены оксицанидами. Кроме отмеченных животных были примитивные ленивцы – пантодонты, неполнозубые (броненосцы). В эоцене животные становятся заметно крупнее с более четкой специализацией. Они начинают занимать определенные экологические ниши. Фауна носила название бронтотериевой по характерному виду – бронтотерию. Это был подвижный, непарнопалый зверь, размерами с пойнтера, который обитал в лесах и питался ветками и листьями кустарников. Болотные ландшафты были населены мелкими, с зайца, свинообразными дихобунами, примитивными тапирами, болотными носорогами – аминодонтами. Открытые пространства занимали бегающие носороги – гиракодонты, примитивные верблюды, пальцеходящие лошади – гиракотериумы. Хищники были представлены высокоразвитыми креодонтами – гиенодонтами и настоящими хищниками – миоцидами (примитивные собаки, кошки, виверы). Появляется много грызунов на место многобугорчатых. Вымирают примитивные креодонты. В морях уже были китообразные – зубатые киты. В олигоцене фауна становится индрикотериевой с хорошо обособленными двумя экологическими комплексами (обитатели долинных лесов и болот и обитатели саванн) междуречных пространств. Долинный комплекс составляли млекопитающие, приспособленные к передвижению по болотным почвам и

лесным зарослям. Из бронтотериевой фауны в него перешли крупные свинеобразные – энтелодонты, крупные животные высотой 1,5 м, длиной 3 м, с удлинённой лицевой частью черепа и мощными клыками. Дополнительные выросты костей на морде служили оружием. Энтелодонты были самыми плотоядными из всех известных свинеобразных. От бронтотериевой фауны сохранились антракотерии (свинеобразные) – коротконогие, с длиной головой животные, ведущие, как гиппопотамы, полуводный образ жизни. Больше стало аминодонтов – болотных носорогов, обитавших, как и прежде, на речных поймах и в болотах бессточных котловин. Продолжали существовать тапироподобные и хищные креодонты – гиенодонты. Появились новые элементы фауны – жвачные (трагулиды), оленьки (лофиомериксы) – с копытцами, как у кабанов, что позволяло животным обитать в болотистых зарослях с топкими грунтами. Появились последние бронтотерии, самые крупные, размером со слона и носорога – эмболотерии. Они имели приподнятые носовые кости, удлинённый нос и высоко поднятые ноздри. Это давало возможность животным опускать голову в болото, откапывать корни и клубни и одновременно дышать. Обитали новые креодонты – челкарии. Основой долинной фауны были гигантские носороги, родственники индрикотериев, пристинотерий с короткой шеей, позволявшей двигаться голове только влево-вправо, и подвижными пальцами ног для хождения по берегам топких водоемов, поросших водной растительностью. Появились первые бобры – палеокастор, синокастор.

Фаунистический комплекс междуречных пространств имел другой состав животных. Основу в нем составляли гигантские носороги – индрикотерии. Обладая ростом в 5 м и длинной шеей, животные могли доставать кроны деревьев на высоте 7–8 м. Они были малоподвижными и медленно бродили по саванному редколесью, питаясь листьями и корой деревьев. Между индрикотериями передвигались филотиллоны из халикотериев. Они были меньше носорогов, с длинными передними ногами и когтями, которыми они опирались на стволы деревьев и пригибали ветки деревьев и кустарников. Из эоцена остались гиракодонты – бегающие носороги и появились примитивные трагулиды, напоминавшие газелей. Появляется много грызунов – хомяки, цилиндродонты, древние суслики и тушканчики. Было много сухопутных черепах. Появляются настоящие хищники – фиссипедии (саблезубые кошки, красные волки, куньи). В Юго-Восточной Азии в состав

фауны входили приматы, тапирообразные, оленьки, антракотерии (свинообразные), аминодонты (болотный носорог), белуджитерии (гигантский носорог). В Африке появились примитивные хоботные – моеритерии, без хобота, мелкие, и гомфотерии – фиомия и палеомастодон, а также человекообразные обезьяны – парапитекусы и проплиопитекусы. Находки палеогеновой фауны приурочены к тропикам.

Неогеновый период длился 22 млн лет, с 23 млн до 1 млн по изотопному летоисчислению.

В неогене активизируются тектонические движения положительного знака. По характеру тектонического развития в неогене выделяют особый неотектонический этап. Альпийская геосинклиналь в неогене превратилась в Альпийскую складчатую область. Наряду с ростом горных сооружений происходило образование межгорных впадин разных размеров и краевых прогибов, заполнявшихся мощной толщей молласовых формаций. В это время образовались Венгерская впадина, Трансильванская (Румыния), Фракийская и Карская (Турция), Колхидская и Куринская (Кавказ) и многочисленные мелкие впадины и грабены, заполненные неогеновыми отложениями (особенно в Малой Азии). Краевые прогибы окаймляли Альпийскую область, имели вытянутую форму. На севере прогибы, прерываясь, тянулись от Альп до Копетдага, а на юге – непрерывно вдоль всего орогенного пояса. Все прогибы – нефтеносные, особенно южные, арабские. Продолжал существовать Паратетис одновременно с впадинами Каспийского, Черного, Азовского, Средиземного морей, которые периодически соединялись между собой.

Индонезийская область Альпийского пояса продолжала развиваться в геосинклинальном режиме, и за неоген здесь накопилось более 6 км отложений в основном вулканогенных и вулканогенно-осадочных. Небольшие подвижки положительного знака проявились в среднем миоцене и в конце плиоцена.

Молодые эпигерцинские платформы – Западно-Европейская, Марокканская, Скифская, Западно-Сибирская, Тибетско-Индокитайская – испытывали континентальный режим и формирование озерно-болотных осадков с бурыми углями. Исключением был бассейн Паратетиса.

Тихоокеанский пояс продолжал находиться в геосинклинальном режиме. На Сахалине неогеновые вулканогенно-осадочные породы имеют мощность до 6 км. Не меньше они на Камчатке, Аляске, в Япо-

нии. Формировались угленосные толщи, а в конце плиоцена начался этап горообразования.

Территории древних платформ в неогене испытывали континентальный режим и накопление отложений в речных долинах и озерах.

Но наиболее ярко в неогене проявился эпиплатформенный орогенез на разных территориях. Особенно характерно это было для эпимезозойских платформ – Верхоянско-Чукотской и Кордильерской. В неогене (плиоцене) Верхоянско-Чукотская платформа была охвачена эпиплатформенным орогенезом. Размах движения достигал 3–4 км (Верхоянский хребет, хребет Черского, побережье Охотского моря), что привело к образованию Беренгийской суши, соединившей Азию и Северную Америку. На Кордильерской платформе в плиоцене по крупным разломам происходили вертикальные перемещения гигантских блоков, что и привело к формированию современного горного рельефа Кордильер и Скалистых гор. Подвижки сопровождались интенсивным вулканизмом в западных регионах. В миоцене громадные потоки андезитов и базальтов мощностью до 1700 м покрыли площадь более 500 тыс. км² от Британской Колумбии до Мексики. Урало-Монгольский пояс также в плиоцене не испытывал эпиплатформенный орогенез. Тянь-Шань, Урал, Алтай, Саяны обновляются, а впадины Казахстана, Монголии заполнялись мощной толщей отложений. В Прибайкалье и Забайкалье наблюдались сводовые поднятия. Возник горный рельеф с высотами 1600–2000 м (максимум 3169 м). В осевой части сводов на протяжении 1700 км образовались системы узких и длинных глубоких впадин – рифтов. Самая глубокая из них Байкальская (1620 м). Система рифтов образовалась на востоке Африки на расстоянии свыше 5000 км от южной границы Турции до р. Лимпопо. Образовались Великие Африканские грабены, многие из которых заняты водными бассейнами – Красное и Мертвое моря, Аденский залив, озера Рудольф, Альберт, Танганьика, Ньяса. Образование разломов и грабенов сопровождалось вулканизмом с излиянием базальтовой магмы и образованием гор-вулканов – Килиманджаро (6010 м), Кения (5194 м), Меру (4565 м), Карисимби (4531 м). Континентальные песчаные и песчано-глинистые отложения накапливались в неогене на территории пустыни Калахари (охристые пески мощностью до 100 м) и на большей части востока Австралийской платформы (озерные и аллювиальные отложения).

Альпийский орогенез геосинклинальных областей и эпиплатформенный орогенез на территории платформ увеличил площадь Евразии за счет океана Тетис и среднюю высоту суши Земли. Это привело к еще большему, чем в олигоцене, похолоданию климата и усилению его континентальности. Умеренный климат олигодена Северо-Восточной Азии в неогене начинает продвигаться до территории Средней и Центральной Азии. В связи с этим на больших пространствах умеренной зоны стал формироваться и подолгу сохраняться снежный покров, способствующий интенсивному выхолаживанию и иссушению воздушных масс. Это привело к формированию Сибирского антициклона и изменило структуру циркуляции атмосферы. Похолодание вызвало усиление континентальности климата Евразии. Все более отчетливой становится сезонность климата, контрастность температур воздуха летом и зимой, уменьшение относительной влажности и общего количества осадков, перераспределение последних по территории становится все более пестрым. Континентальность климата сильнее проявилась на территории Южной, Средней и Северо-Восточной Сибири в зоне Сибирского антициклона. С континентальностью отмеченных районов усиливается муссонная циркуляция и происходит образование льдов в Арктическом бассейне. Увеличение территориальных контрастов воздушных масс привело к формированию фронтальных зон и циклонической деятельности. Западный перенос воздушных масс еще четче подчеркнул контрасты и способствовал формированию устойчивых фронтальных разделов – арктического и полярного.

Орографические барьеры усложнили дифференциацию атмосферных осадков. Альпийская горная система от Альп до Гималаев способствовала аридизации внутренних районов Евразии и значительному увлажнению склонов горных систем. В итоге в миоцене Яно-Колымская низменность и Чукотка были самыми холодными территориями Евразии. Зимние температуры воздуха составляли $-5...-2^{\circ}\text{C}$, летние – $+15...+20^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков около 500 мм, часть из которых были в виде снега. Север Западной Сибири, Средняя Сибирь до Ангары и истоков Лены, северо-восток и Корякское нагорье при летних температурах $+15...+20^{\circ}\text{C}$ имели зимние температуры $-2...0^{\circ}\text{C}$, а количество осадков менялось – в Западной Сибири выпадало до 800 мм/год, в Средней и Северо-Восточной Сибири – до 500 мм/год, а на Корякском нагорье из-за муссонов – 1000 мм/год.

Скандинавия, юг Западной Сибири, горы Южной Сибири, Северная Монголия, Приморье и Камчатка представляли южные районы умеренного климата. Температуры воздуха зимой равнялась $0...+3\text{ }^{\circ}\text{C}$, летом от $+15...+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+20...+25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Увлажнение уменьшалось к востоку. Скандинавия получала 1000 мм/год, Европейская часть России – 800 мм/год, Западная Сибирь – около 600 мм/год, горы Южной Сибири и Северная Монголия – около 500–400 мм/год. Приморье и Камчатка – 1000–2000 мм/год (муссоны). Субтропический климат с более прохладными зимами занимал территорию Средней Европы, Украины, Средней и Центральной Азии, Северо-Восточного Китая, Сахалина и Хоккайдо. Зимние температуры здесь были $+3...+5\text{ }^{\circ}\text{C}$, летние – $+20...+25\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферные осадки уменьшались к востоку: Англия имела 1200 мм/год, Средняя Европа – 1000 мм/год, Украина – 800 мм/год, Средняя и Центральная Азия – 200–300 мм/год, Северо-Восточный Китай, Сахалин, Хоккайдо – 1000–2000 мм/год. Субтропический климат с более теплыми зимами формировался в Герцинской Европе, Передней Азии, Афганистане, Тибете, Восточном Китае, Японии. Зимние температуры составляли $+5...+10\text{ }^{\circ}\text{C}$, летние – $+20...+25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в Турции и Афганистане $+25...+30\text{ }^{\circ}\text{C}$, на Тибете – $+15...+20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Увлажнение: Европа – 800 мм/год, Турция – 500 мм/год, Афганистан и Тибет – 300 мм/год (местами менее 200 мм/год), Восточный Китай и Япония – 1000–2000 мм/год. Тропический климат господствовал в Южной Европе, на Аравийском полуострове, Индостане, Юго-Восточной Азии. Температуры воздуха зимой составляли $+10...+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, летом – $+25...+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на Аравийском полуострове – более $30\text{ }^{\circ}\text{C}$). Осадки: в Европе 600 мм/год, на Аравийском полуострове – меньше 200 мм/год, на Индостане и в Юго-Восточной Азии – выше 2000 мм/год.

В плиоцене становится еще более прохладнее, в результате чего на побережье Северного Ледовитого океана образуется зона с зимними температурами $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже, а летом – $+10...+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на юге – $+15...+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и с 600 мм осадков в год. Север Западной Сибири, Среднюю Сибирь и Корякское нагорье занимает зона с температурами воздуха зимой $-15...-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, летними $+15...+20\text{ }^{\circ}\text{C}$, и годовой суммой осадков равной 500 мм, а на Корякском нагорье – 1000 мм/год.

Умеренная климатическая зона с зимними температурами $-5...-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на севере (север Европейской России, юг Западной Сибири, Прибайкалье, Забайкалье, Охотское побережье, Камчатка) и $0...+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на

юге (Средняя Европа, Украина, Средняя и Центральная Азия, Северо-Восточный Китай, Хоккайдо) имела летние температуры $+20...+25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($+25...+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ в районе Средней и Центральной Азии) и уменьшающееся годовое количество атмосферных осадков с запада на восток: Англия и Скандинавия – 1000 мм, Средняя Европа, юг Западной Сибири, горы Южной Сибири – 600 мм, Средняя и Центральная Азия – 200 мм и меньше, Северо-Восточный Китай, Приморье – 700 мм, Япония и Камчатка – 1000 мм/год. Зона субтропического климата в плиоцене сокращается по площади и смещается далеко на юг. Она занимала территорию Южной Европы, Передней Азии, Кавказа, Ирана. В районе Гималаев прерывается и возобновляется на территории Китая в районе Янцзы и на юге Японии. Для субтропиков характерны зимние температуры воздуха $+5...+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и лишь крайне северные регионы имели температуру $+3...+5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Летние температуры составляли $+25...+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и только на крайнем западе (Франция) и крайнем востоке (Китай, севернее Янцзы) температура воздуха была ниже – $+20...+25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков в Западной Европе и Передней Азии было 700 мм, на территории Афганистана, Ирана – 200–300 мм, на востоке от 1000 мм до 2000 мм на побережье и более 2000 мм/год в Японии. Зона тропического климата только в Европе сдвинулась на территорию Северной Африки. На востоке она была развита на Аравийском полуострове, Индостане, в Юго-Восточной Азии. Зимой температура воздуха была $+10...+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а летом – $+25...+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на Аравийском полуострове – более $30\text{ }^{\circ}\text{C}$). Атмосферные осадки на территории Северной Африки и Аравийского полуострова составила менее 200 мм/год, на Индостане – 800 мм/год, в Юго-Восточной Азии – более 2000 мм/год.

В миоцене термическая дифференциация растительности усиливается, и теплоумеренные флоры продвигаются еще дальше на юг. На северо-востоке Азии начинает складываться формация преимущественно хвойных лесов, а в Сибири – хвойно-широколиственных лесов несколько обедненного состава. От Северного Урала до Корякского нагорья проходила южная граница преимущественно хвойных лесов, в составе которых были ель, сосна, пихта, лиственница, а в подлеске – широколиственные породы (калина, арония, береза, ольха, тополь благовонный, ива-чозения).

От Южной Англии до о. Хоккайдо проходила южная граница смешанных хвойно-широколиственных лесов богатого состава, в ко-

торых редко присутствовали теплолюбивые широколиственные и таксодиевые. Основу этих лесов составляли: ель, сосны 4 видов, пихта, дугласия, тсуга, а также секвойя и секвойядендрон (мамонтово дерево). Широколиственные породы были представлены дубом, кленом, вишней, аронией, калиной, липой, а также буком, платаном и редко серым орехом.

В пределах субтропического климата (Средняя Европа, Украина, Средняя и Центральная Азия, Тибет) впервые наблюдается формирование сплошной зоны травянистой растительности с отдельными деревьями – лесостепной, саванно-степной. Степи типа прерии – высокотравные с дубравами – были характерны для Средней и Центральной Азии, а саванные степи, также высокотравные, но с орехами и буками, господствовали на территории Украины и Западной Европы.

Переходные области от лесостепей на север и на юг занимали хвойно-широколиственные леса, в составе которых имелись вечнозеленые виды – тюльпанное дерево, хмелеграб, орех-гикори. Основу этих лесов составляли широколиственные породы – дубы (5 видов), клены (3 вида), ясень, липа, каштан, серый орех, бук, платан, с редким участием хвойных – туя, ель, сосна.

На Индостане и в Юго-Восточной Азии существовала тропическая вечнозеленая растительность. В ней насчитывалось около 25 тысяч древесно-кустарниковых видов. Наряду с древовидными папоротниками, саговниками, древними хвойными (подокарпус, криптомерия, агатис), древними цветковыми (магнолии, пальмы, фикусы, лавры) появляется группа более совершенных цветковых: диптерокарповые – около 100 видов, вечнозеленых дубов – 50 видов, буковых – около 100 видов.

На Аравийском полуострове господствовали тропические редколесья из широколиственных ксерофитных пород – миндаль, дуб каштанолистный, фисташка, сирень, жасмин, гранат, и редко из хвойных – тис, сосна, кедр.

В конце миоцена наблюдается очередная волна похолодания, вызвавшая вымирание широколиственных пород в лесах теплоумеренной зоны. Границы зоны сдвигаются еще дальше на юг и достигают Предальпийских районов, Закавказья, Кунь-Луны, устья р. Янцзы. По этой границе за счет площадей хвойно-широколиственных лесов, саванн и прерий вследствие нарастающей континентализации климата начинается развитие степей. Смена древесных форм травянистыми явилась

своеобразным приспособлением растений к более суровому климату. Ею достигалась лучшая защита от ветра и холода, меньший расход влаги, сокращение вегетационного периода. В этой же связи в пограничных лесах возрастала роль мелколиственных видов (береза, тополь, вяз) и светлохвойных (сосна), а темнохвойные породы и широколиственные начинают концентрироваться в приокеанических районах.

Таким образом, в плиоцене создаются условия, на фоне еще более энергичного похолодания, для начала формирования растительности современных таежных лесов. На северо-востоке – от Таймыра до Чукотки – произрастали хвойные леса с участием широколиственных пород. Это была так называемая берингийская тайга богатого видового состава – ели красная, черная, белоствольная, ситхинская, пихты великая, миловидная, бальзамическая, туя гигантская, тсуга, дугласия, секвойя, орехи серый и гикори, лапина, клены, тополя душистый, бальзамический и осиновый, березы желтая и бумажная (каменные березы), ива-чозения. Южнее от Северной Скандинавии до Байкала, Приморья и Сахалина распространялись широколиственно-хвойные леса обедненного состава. Доминантами были ели, сосны, пихты, лиственницы, тсуги, дугласии, каштаны, дубы, тополя, клены и мелколиственные породы. С усилением континентальности зона распадается на смешанные леса на западе и востоке, хвойные (елово-пихтово-тсуговую) и лиственничные (Средняя Сибирь). Зона широколиственных лесов с участием хвойных, вечнозеленых и таксодиевых представителей под натиском таежной растительности с севера и степной – с юга распадается на два изолированных ареала – европейский (до Иртыша) и дальневосточный (Приамурье, Приморье, северо-восток Китая, Сахалин, Камчатка, Япония). В составе лесов присутствовали дубы, грабы, каштаны, платаны, клены, березы, вязы, тополя, ясень, а также как субдоминанты сосны, туи, тисы, магнолии, мирты, секвойи. К концу плиоцена вымирают многие широколиственные и таксодиевые.

Северное Причерноморье, Предкавказье, Казахстан, Северная Монголия были заняты разнотравными кустарниковыми степями и дубравными высокотравными лесостепями (прериями), а на территории Средней и Центральной Азии формировалась еще более скудная растительность злаково-полынных сухих степей, полынных полупустынь и сильно разреженных полынных пустынь. В Южной Европе и Передней Азии продолжали существовать саванные степи, а субтро-

пическое редколесье сохранилось только в районе Тибета. Тропическая вечнозеленая растительность Индостана и юго-востока Азии начала обогащаться листопадными видами, как следствие появления засушливых кратковременных периодов. На Аравийском полуострове континентальность климата способствует развитию тропических пустынь.

Зоогеографическое районирование морских территорий по сравнению с верхним палеогеном (олигоценом) принципиально не изменилось. Выделялись Бореальная, Субтропическая и Тропическая фаунистические группировки. В Бореальной фауне наиболее четко представлена Среднеевропейская провинция, размеры которой по сравнению с палеогеном сократились до площади Северного моря. Представлены были субтропические и бореальные виды двустворчатых и брюхоногих моллюсков: астарте, фузиды, изокардиты, теребратулюс. В Субтропической фауне выделена Средиземноморская провинция, где наблюдается вымирание тропических видов – кораллов, морских ежей, крупных фораминифер и появление двустворок и гастропод. Богатая фауна наблюдается в районе Средиземного моря, где существовала связь с океаном, и более бедная в опресненных внутриконтинентальных морях – Черном, Каспийском, Паннонском, Дацийском, где обитали и пресноводные унию, и дрейссении. Фауна Индо-Малайской провинции имела тропический вид. В ее составе было очень много крупных фораминифер, кораллов, морских ежей, двустворок и гастропод. В районе Японских островов тропическая фауна соприкасалась с Бореальной в пределах Северо-Тихоокеанской зоогеографической провинции. В составе фауны господствовал йольдиевый комплекс – йольдия, ацила, анадара, макома, венекардия.

В наземной фауне уже полное господство принадлежало млекопитающим.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Веклич М. Ф.* Основы палеоландшафтоведения. Киев, 1990.
2. *Веклич М. Ф.* Проблемы палеоклиматологии. Киев, 1990.
3. *Верзилин А. Н.* Методы палеогеографических исследований. Л., 1979.
4. *Вронский В. А., Войткевич Г. Ф.* Основы палеогеографии. Ростов н/Д.; М., 1997.
5. *Маруашвили Л. И.* Палеогеографический словарь. М., 1985.
6. Методы реконструкции в палеогеографии. Фрунзе, 1989.
7. *Рослый И. М.* Палеогеография антропогена. Киев, 1982.
8. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., 1962.
9. *Синицин В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., 1962.
10. *Шопф Т.* Палеоокеанография. М., 1982.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
1. Предмет и история палеогеографии.....	5
2. Источники палеогеографической информации и методы исследований.....	12
3. Основные палеогеографические факторы.....	27
4. Палеогеографические карты.....	32
5. Этапы палеогеографического развития Земли.....	34
5.1. Палеогеография докембрия.....	34
5.2. Фанерозойская история Земли.....	41
5.2.1. Общая характеристика географических условий палеозойской эры.....	41
5.2.2. Природа раннего палеозоя.....	43
5.2.3. Развитие природы в позднем палеозое	52
5.2.4. Палеогеография мезозойского времени.....	74
5.2.5. Кайнозойская история природы.....	101
Литература	120

Матузка Александр Николаевич
Курс лекций

Основы палеогеографии

В авторской редакции

Подписано в печать _____ г. Формат 60 x 84/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. Уч. - изд.л. 00,0 Тираж 100 экз. Зак.

Налоговая льгота - Общегосударственный классификатор Республики Беларусь ОК РБ 007-98, ч. 1; 22.11.20.600.

Белорусский государственный университет. Лицензия ЛВ № 284 от 21.05.98.
220030, Минск, ул. Красноармейская, 6.